

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND II

(U.E.R. "SCIENCES EXACTES ET NATURELLES A DOMINANTE RECHERCHE")

POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Louis DUTHOU

Attaché de Recherche au Centre National de la Recherche Scientifiques

CHRONOLOGIE Rb - Sr ET GEOCHIMIE DES GRANITOÏDES
D'UN SEGMENT DE LA CHAÎNE VARISQUE, RELATIONS
AVEC LE METAMORPHISME : LE NORD LIMOUSIN
Massif Central Français

Soutenue le 28 Juin 1977 devant la commission d'examen

MM M. ROQUES Président

C.J. ALLEGRE

M. CHENEVOY

Y. VIALETTE

Rapporteurs

Melle E. JAGER

M J. KORNPORST

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITE DE CLERMONT-FERRAND II

(U.E.R. "SCIENCES EXACTES ET NATURELLES A DOMINANTE RECHERCHE")

POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Louis DUTHOU

Attaché de Recherche au Centre National de la Recherche Scientifiques

CHRONOLOGIE Rb - Sr ET GEOCHIMIE DES GRANITOÏDES
D'UN SEGMENT DE LA CHAÎNE VARISQUE, RELATIONS
AVEC LE METAMORPHISME : LE NORD LIMOUSIN
Massif Central Français

Soutenue le 28 Juin 1977 devant la commission d'examen

MM M. ROQUES	Président
C.J. ALLEGRE	
M. CHENEVOY	
Y. VIALETTE	Rapporteurs
Melle E. JAGER	
M J. KORNPROBST	



SOMMAIRE

	Pages
RESUME, ABSTRACT.	
AVANT PROPOS	1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PRESENTATION GEOLOGIQUE DU HAUT LIMOUSIN MOYENS DE L'ETUDE

<u>CHAPITRE I</u> : PLACE DU HAUT LIMOUSIN DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS	9
<u>CHAPITRE II</u> : ESQUISSE GEOLOGIQUE DU HAUT LIMOUSIN	15
<u>CHAPITRE III</u> : LA METHODE RUBIDIUM - STRONTIUM	23

PREMIÈRE PARTIE

ETUDE RADIOMETRIQUE DES ROCHES METAMORPHIQUES RESULTATS et INTERPRETATION

<u>CHAPITRE I</u> : LES ROCHES ORTHODERIVEES	43
<u>CHAPITRE II</u> : LES ROCHES PARADERIVEES	71
<u>CHAPITRE III</u> : CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES METAMORPHIQUES DU HAUT LIMOUSIN	89

DEUXIÈME PARTIE

ETUDE RADIOMETRIQUE DES GRANITOÏDES RESULTATS - INTERPRETATION

PRESENTATION - GENERALITES	95
--------------------------------------	----

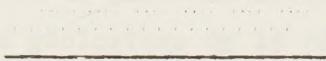
<u>CHAPITRE I</u> :	LA CHAÎNE GRANITIQUE DE HAUTE-VIENNE : GRANITES DE LA BRAME de CHATEAUPONSAC et de StSYLVESTRE - StGOUSSAUD	99
<u>CHAPITRE II</u> :	LES GRANITES DU HAUT LIMOUSIN OCCIDENTAL. GRANITES de StMATHIEU s.l. et de PIEGUT PLUVIERS	115
<u>CHAPITRE III</u> :	LES GRANITES DU CONFOLENTAIS et de la VIENNE MOYENNE : GRANITES d'ESSE HIESSE CONFOLENS ; d'AVAILLES LIMOUSINES et de CHIRAC	127
<u>CHAPITRE IV</u> :	LES GRANITES DU CENTRE LIMOUSIN : GRANITES de VAULRY-CIEUX, de BLOND et de COGNAC-le-FROID	131
<u>CHAPITRE V</u> :	LES AUTRES GRANITES INTRUSIFS DU LIMOUSIN	141
<u>CHAPITRE VI</u> :	LES DIORITES QUARTZIQUES	147
<u>CHAPITRE VII</u> :	CONCLUSIONS à l'ETUDE RADIOMETRIQUE des GRANITOÏDES du HAUT LIMOUSIN	151

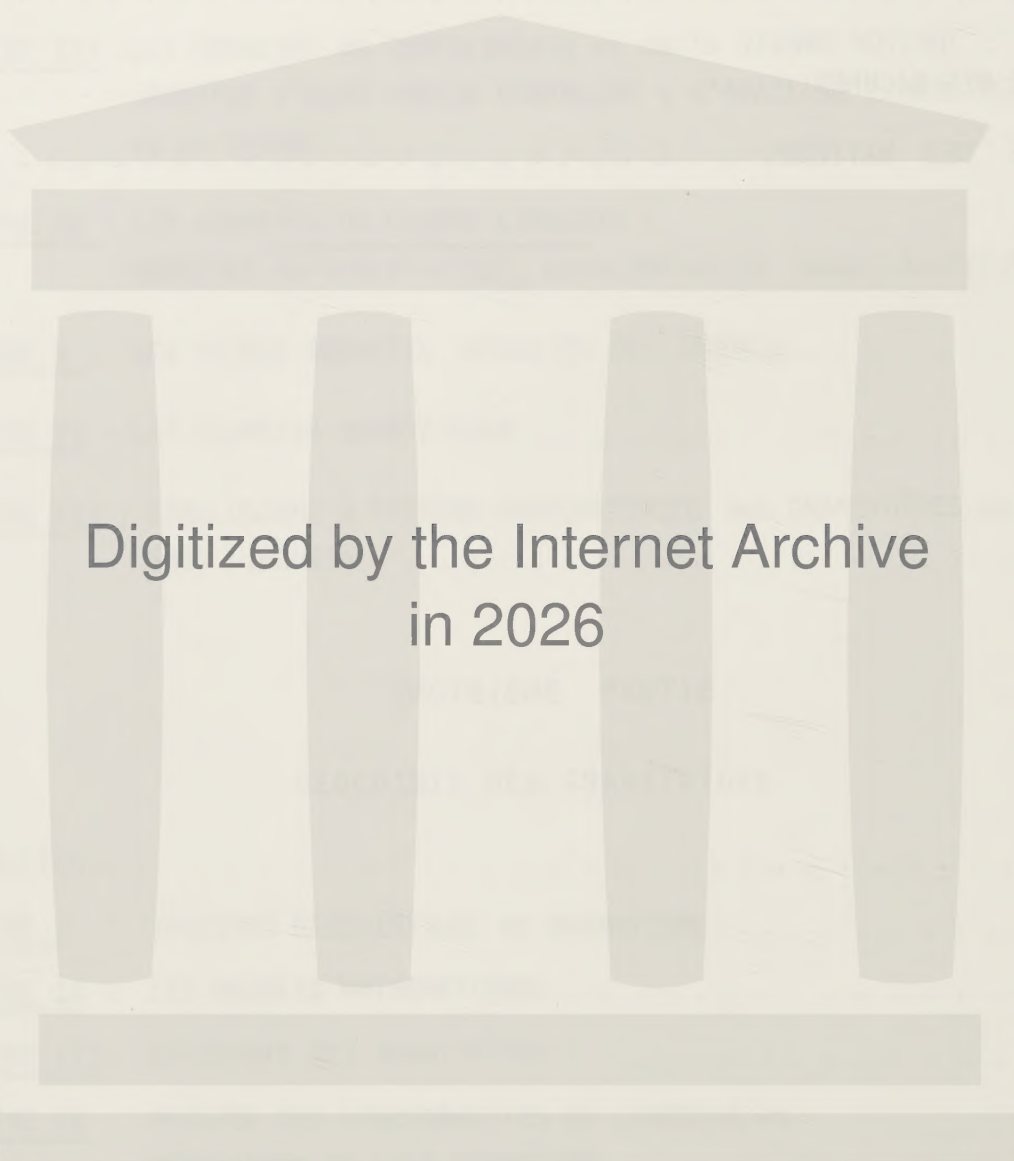
TROISIÈME PARTIE

GEOCHIMIE DES GRANITOÏDES

GENERALITES	157
<u>CHAPITRE I</u> : TRACEURS GEOCHIMIQUES et MAGMATISME	159
<u>CHAPITRE II</u> : LES MODELES MATHEMATiques	163
<u>CHAPITRE III</u> : GEOCHIMIE DES GRANITOÏDES	169
<u>CHAPITRE IV</u> : ORIGINE DES LEUCOGRANITES DU LIMOUSIN et MECANISMES DE LEUR FORMATION	187
<u>CHAPITRE V</u> : ORIGINE DES GRANODIORITES et MONZOGRANITES. MECANISMES de leur FORMATION	199
<u>CHAPITRE VI</u> : CONCLUSION à l'ETUDE GEOCHIMIQUE	109

CONCLUSIONS GENERALES	211
ANNEXES	217
BIBLIOGRAPHIE	271
LISTE DES FIGURES	285
TABLE DES MATIERES	289





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548618_0008

R É S U M E

L'étude radiométrique systématique par la méthode au strontium des différentes formations géologiques du Nord Limousin a été couplée avec une étude géochimique des granites de cette région. Les résultats obtenus et les interprétations proposées font l'objet des deux parties principales de ce mémoire.

- les âges obtenus par isochrones de roches totales principalement et par isochrones de minéraux montrent que les principales phases de l'histoire géologique de la région se sont déroulées au Paléozoïque.
- la géochimie ainsi que la valeur du rapport initial du strontium montrent une dualité d'origine pour les granites. Le test de différents modèles (fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélange) nous permet de proposer des origines et des mécanismes pour la formation des magmas granitiques.

Les grandes étapes de l'histoire géologique du Nord Limousin sont les suivantes :

- le début de la sédimentation (série pélitique de base) ne peut être plus ancien que le Briovérien supérieur (600 M.A.) - ce qui exclut l'existence d'un "vieux" métamorphisme d'âge briovérien moyen. Cette sédimentation se poursuit jusqu'à l'Ordovicien inférieur (série limousine).
- la structuration tectonométamorphique se produit au Dévonien (entre 400 et 350 M.A.) avec anatexie à 365 M.A. Cette phase correspond parfaitement à l'orogénèse Acadienne des Appalaches.
- Les granites se mettent en place lors de 2 grands cycles : un cycle Cambro Ordovicien (500 M.A.) et (450-430 M.A.), et un cycle Carbonifère (350 à 290 M.A.).

Les granites cambriens et ordoviciens métamorphisés avec leur encaissant au Dévonien forment les grands massifs d'orthogneiss du Limousin.

Au Carbonifère, les granites équants se sont mis en place lors de 3 générations successives, chacune d'elle comportant des granodiorites et monzogranites ainsi que des leucogranites.

Il n'existe pas de métamorphisme général au Viséen.

Les caractéristiques géochimiques des granites limousins éléments majeurs; éléments trace Rb, Sr, Ba ; rapports K/Rb, Rb/Sr ; valeur du rapport initial du Sr mettent en évidence, comme la pétrographie, l'existence de 2 populations : les granites calco-alcalins (granodiorites et monzogranites) et les granites alcalins (leucogranites) ... Divers diagrammes montrent que les magmas qui ont donné naissance à ces 2 types de granites se sont formés par des mécanismes différents à partir de sources également différentes. Il n'y a pas de lien génétique entre ces magmas, mais la participation de matériel crustal est prépondérante dans leur élaboration.

- Le magma leucogranitique s'est formé lors du métamorphisme dévonien par fusion partielle de matériel paradérivé pour la majorité des massifs ; ou par fusion de matériel orthodérivé pour le granite de St Mathieu.
 - Les granites calco-alcalins se sont formés à partir d'un magma hybride qui résulte d'un mélange entre du matériel basi crustal ou mantelique différencié et du matériel crustal.
-

ABSTRACT

A systematic Rb-Sr radiometric study has been carried out on various geological formations (orthogneisses, paragneisses, granites) from North Limousin (western French Massif Central). Geochemical study of granites is connected with this radiometric study.

. The first part of this work is devoted to geochronology. Dates obtained mainly by whole rocks isochrons, and by minerals isochrons, show that the geological story from North Limousin area develop during Paleozoic.

- sedimentation of the pelitic serie is not older than upper Brioverian (600 m.y.) and, thus on older metamorphism (of middle Brioverian age) is not possible in this area. Sedimentation goes on up to lower Ordovician.
- the tectono metamorphic structuration occurred during Devonian time (between 400 and 350 m.y.) with anatexis stated at 360 m.y. This agree well with the Acadian orogeny from Appalachian belt.
- granitisation occurred during two cycles. The first is Cambro-Ordovician (500 and 450-430 m.y.), the second of Carboniferous age 350 to 290 m.y.
- Cambrian and Ordovician granites has been metamorphosed with the surrounding para rocks during Devonian, and constitute the numerous large metagranites bodies of North Limousin.
- During Carboniferous time, intrusive and mainly equant granites occurred during 3 successive phases, each one including granodiorites quartz monzonites and leucogranites. On the whole, however, leucogranites are generally the younger.
- No general metamorphism has been pointed out during Visean time. Visean or late to upper - Carboniferous ages of biotites obtained from ortho or para rocks intruded by carboniferous granites, reflect a thermo contact metamorphism induced by carboniferous granites, reflect a thermo contact metamorphism induced by these granitic intrusions.

. In the second part, the geochemistry of granites (major elements ; Rb, Sr, Ba, K, K/Rb, Rb/Sr) and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ initial ratio specify the existence of two distinct groups : calc-alkalic granites (granodiorites and

quartz monzonites) and alkalalic granites (leucogranites), the origin of which is not the same. Test of models (fractionnal crystallization, partial melting, mixing) using Rb and Sr as tracers, show that these two granites types have been formed by different mechanisms, and also from different origin. No genetic relation exist between these two magmas types but crustal material is predominaiting.

- Leucogranitic magma formed during devonian metamorphism, by partial melting of crustal para rocks, except one (St Mathieu leucogranite) issued from ortho-rocks.
- Calc-alkalic granites are issued from an hybrid magma which consist of a mixing of basi-crustal or mantle derived differentiated material, and crustal material.

AVANT PROPOS

On admet en général que les granites dits orogéniques participent à l'édification de chaînes de montagnes.

Or ces granitoïdes possèdent des caractéristiques géochimiques différentes qui semblent en relation avec l'époque de leur mise en place lors de l'activité orogénique et avec leur localisation dans la chaîne.

Le gisement et la nature des enclaves dans ces granitoïdes montrent d'autre part que les magmas parents se sont formés à différents niveaux, en relation ou non avec le métamorphisme.

J'ai donc entrepris l'étude d'un segment de la chaîne varisque où les relations métamorphisme - granitisation se posaient et où l'importance de granites de types variés permettait une étude géochimique.

Deux thèmes principaux de recherche seront donc développés dans ce mémoire : l'un chronologique, l'autre géochimique.

- l'étude chronologique a été effectuée par une étude radiométrique systématique, par la méthode au strontium, des métamorphites et des granitoïdes. Elle va nous permettre de caler chronologiquement les différents événements géologiques et de proposer une histoire géologique de la région étudiée,

- l'étude géochimique (éléments majeurs, éléments trace Rb, Sr, Ba valeur du rapport isotopique initial du strontium) permettra : de caractériser les granitoïdes et de tester les différents mécanismes proposés pour leur genèse puis d'envisager des solutions quant à leur origine.

CHOIX DE LA REGION ETUDIEE

Les deux thèmes de recherche définis ci-dessus ont été appliqués au Haut-Limousin situé à l'Ouest du Massif Central français.

Cette région forme en effet une entité géologique relativement bien définie dont les limites sont : au Nord la faille d'Arrènes et d'Ouzilly, qui la séparent



du massif de granite de Guéret et des granitoïdes de la Marche, à l'Est la dislocation d'Argentat qui la sépare de l'ensemble du Millevaches, et au Sud l'arc de Saint Vrieix qui fait la limite avec le Sud Limousin. A l'Ouest les formations du Haut Limousin s'ennoyent sous le sédimentaire du Détroit poitevin et du Bassin d'Aquitaine.

Cette région a été choisie pour plusieurs raisons :

- elle est en effet constituée par approximativement 50% de roches métamorphiques (ortho et paradérivées) et 50% de granitoïdes variés (diorites quartzites, granodiorites et granites monzonitiques calco alcalins, leucogranites alcalins).

- les travaux géologiques classiques réalisés avant ou pendant ce travail par d'autres chercheurs sont importants et offrent de nombreux documents sur la pétrographie, la chimie, la tectonique ...

- enfin, bien que pour tous les auteurs la structuration majeure tectono métamorphique du Haut Limousin soit d'âge Paléozoïque, certains admettent l'existence de témoins d'un vieux socle structuré au Précambrien.

L'étude isotopique a donc été entreprise sur un ensemble de formations dont la géologie est relativement bien connue ; mais dont l'histoire géologique est plus ou moins complexe selon les interprétations proposées par les différents auteurs.

Les résultats exposés dans ce mémoire que je sou mets à la critique et à la discussion essayent donc d'apporter des éléments de réponse à ces questions et proposent des solutions.

PLAN DU MEMOIRE

Après une introduction générale où le Haut Limousin est replacé dans le cadre géologique du Massif Central, j'expose les connaissances géologiques actuelles sur cette région ainsi que les principaux problèmes posés. La méthode rubidium strontium utilisée lors de ce travail est décrite avec un rappel des éléments d'interprétation des résultats.

La 1ère partie est consacrée à l'exposé et à l'interprétation des résultats radiométriques obtenus sur les métamorphites ortho puis paradérivées.

L'étude géochronologique des granitoïdes du Haut Limousin fait l'objet de la deuxième partie de ce mémoire.

La 3ème partie est consacrée à la géochimie des granites. Après un rappel des divers modèles concernant l'origine des granites et des moyens qui permettent de les tester (valeur du rapport isotopique initial du Sr, utilisation du Rb, du Sr comme traceurs), j'expose les caractéristiques géochimiques des granitoïdes du Haut Limousin (teneurs en éléments majeurs, en oligoéléments, valeurs des rapports K/Rb, Rb/Sr...).

Les modèles mathématiques employés sont exposés et appliqués successivement aux leucogranites, aux granodiorites et aux monzogranites ; les résultats obtenus permettent de proposer des solutions sur l'origine et le mécanisme de formation des magmas granitiques, en relation ou non avec le métamorphisme et la tectonique.

Enfin une conclusion générale synthétise les résultats obtenus.

En annexe on trouvera : la localisation géographique des échantillons étudiés, les résultats analytiques (isotopiques - chimie - éléments traces) ainsi qu'une description de la technique de mesure utilisée.

L'échelle des temps géologiques utilisée - voir tableau - pour le Paléozoïque est celle publiée en 1964 par la "Geological Society of London" dans "The Phanerozoic time-scale" (p.262). La table plus récente, publiée par Van Eysinga (1975) ne modifie pas les limites proposées en 1964.

Summary of the Phanerozoic time-scale

PALAEOZOIC

This symposium

PERMIAN

UPPER

Tatarian

230

Kazanian

240

LOWER

Kungurian

255-258

Artinskian

265-268

Sakmarian

280

CARBONIFEROUS

UPPER (SILESIA)

Stephanian

290-295

Westphalian

310-315

Namurian

325

LOWER (DINANTIAN)

Viséan

335-340

Tournaisian

345

DEVONIAN

UPPER

Famennian

353

Frasnian

359

MIDDLE

Givetian

Eifelian

370

LOWER

Emsian

374

Siegenian

390

Gedinnian

395

SILURIAN

Ludlow

Wenlock

Llandovery

430-440

ORDOVICIAN

UPPER

Ashgill

Caradoc

445

LOWER

Llandeilo

Llanvirn

Arenig

c. 500

CAMBRIAN

UPPER

515

MIDDLE

540

LOWER

570

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE DU HAUT-LIMOUSIN
MOYENS DE L'ÉTUDE

Chapitre I

PLACE DU HAUT LIMOUSIN DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS

Depuis que le Massif Central a été décrit comme un fragment de la chaîne hercynienne, cette orogénèse étant responsable de la consolidation définitive de la plus grande partie de celui-ci, son histoire hercynienne et antéhercynienne est encore mal connue malgré les différents schémas qui ont été proposés.

Dans cet ensemble de schistes cristallins où les repères stratigraphiques et paléontologiques sont très rares, et de granites d'âges variés, les problèmes de l'âge de la sédimentation, des plissements et des métamorphismes ont reçu des solutions différentes. Rattachée à un domaine ou à un autre selon les auteurs, l'histoire géologique du Haut Limousin va donc être relativement simple ou au contraire très complexe. Avant de faire le point sur les connaissances actuelles, il m'a semblé nécessaire de présenter succinctement un historique géologique du Haut Limousin dans le cadre plus général du Massif Central.

L'étude zonéographique des formations métamorphiques, la position stratigraphique du Dinantien et la distinction de deux phases de plissements permettent à J. Jung (1954) de distinguer dans le Massif Central, deux grands domaines :

- le noyau arverno-vosgien qui englobe l'Auvergne, le Forez, le Lyonnais, le Morvan. Cet ensemble qui a été plissé et métamorphisé lors d'une phase orogénique très ancienne (probablement Cadomienne) est recouvert par un Dinantien transgressif. Le dépôt des séries de ce noyau daterait du Briovérien inférieur.

- les chaînes hercyniennes périphériques, qui moulent le noyau à l'Ouest et au Sud, où il y a concordance entre le substratum cristallophyllien et les terrains primaires jusqu'au Dinantien.

Extrait de "Schéma des régions orogéniques
du Massif Central (J.JUNG 1954) - modifié.

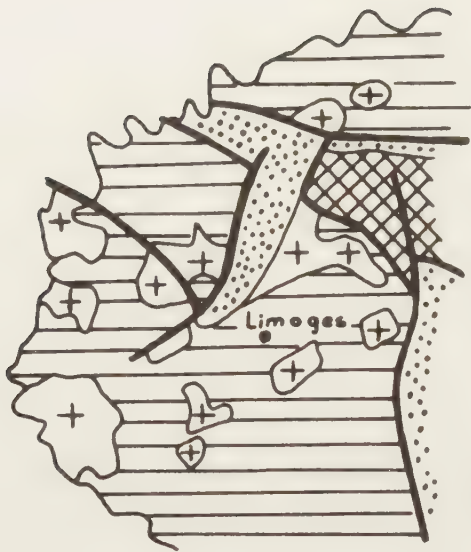


Figure 1

-  Noyau arverno-vosgien.
-  Chaînes hercyniennes périphériques.
-  Régions tectoniques de jointure.
-  Granites

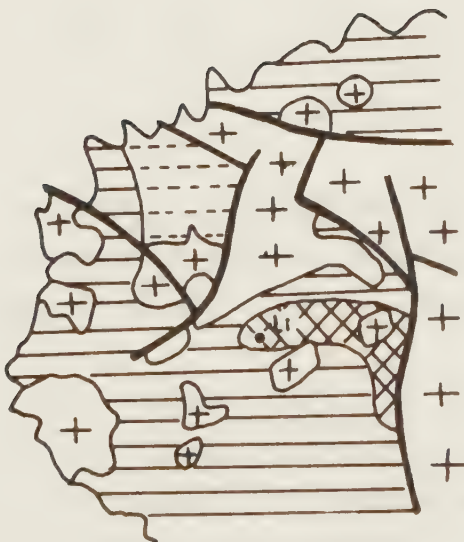


Figure 2

Extrait de "Carte stratigraphique
schématique du Massif Central
Hypothèse la plus vraisemblable)".

P.Collomb, 1969 - modifié.

-  Socle antébriovérien probable.
-  Briovérien inférieur et moyen.
-  Cambro Ordovicien
-  Granites.



Entre ces deux domaines se situent les zones de jointures, siège de "déformations et de cisaillements résultant des mouvements différentiels entre les chaînes hercyniennes et le noyau rigide".

Dans ce schéma, le Haut Limousin (fig.1) appartient aux chaînes hercyniennes périphériques et se serait structuré à l'Hercynien.

Depuis cette époque, les modèles proposés, plus ou moins inspirés de celui de Jung, donnent une extension géographique différente pour les divers domaines et les âges attribués à la sédimentation et aux métamorphismes sont variés. Pour Collomb (1969) un socle "antébriovérien probable" - d'âge pentévrien - est disséminé dans le Massif Central ; il est représenté dans la région de Limoges. Ce socle est recouvert par le Briovérien inférieur et moyen sur la plus grande partie du Limousin (fig.2). L'ensemble s'est structuré lors de l'orogénèse cadomienne. Puis après le dépôt du Cambro Ordovicien (en Haut Limousin dans le NW) l'orogénèse hercynienne (phase bretonne) reprend l'ensemble de la région. Cette auteur rejette l'idée d'un métamorphisme calédonien "aucun argument nous obligeant à admettre une participation notable de l'orogénèse calédonienne dans la tectonique et la pétrogénèse du Massif Central".

Par rapport au schéma de Jung, le noyau arverne est donc agrandi par l'adjonction d'une grande partie du Limousin dont la structuration majeure serait donc cadomienne suivie d'une phase hercynienne.

Weisbrod (1970) admet aussi l'existence d'un socle précambrien, qui n'est pas représenté en Limousin ; cette région se serait structurée au Cadomien et réactivée à l'Hercynien avec mise en place des granites (fig.3).

Pour M.Roques (1971) le fait que "l'on retrouve dans le Limousin, à l'Ouest de la faille d'Argentat des éléments-caractéristiques du noyau arverne tels que les anatexites à cordiérite d'Aubusson" lui permet d'étendre le noyau arverno-vosgien de Jung et d'y intégrer la plus grande partie du Limousin (fig.4) Cet auteur définit ainsi une zone lemovico-arverne dont "le métamorphisme et le plissement majeurs sont antécambriens et antérieurs au Briovérien supérieur", et d'âge Briovérien moyen.

La zone des schistes périphériques déposés entre le Briovérien supérieur et le Silurien (représentés au NW et au SW du Haut Limousin)

Extrait de " Esquisse structurale
du Massif Central"

A.Weisbrod (1970) - modifié.



Figure 3



Socle probablement antécambrien.



Formations antéhercyniennes.



Granites.



Figure 4

Extrait de "Structure du socle
anté Stéphaniens"

M.Roques, (1971) - modifié.



Zone lémovico-arverne.



Zone des schistes périphériques.



Granites.

se structure lors d'un métamorphisme calédonien qui est accompagné dans la zone lémovico arverne par une migmatisation.

Ces deux zones ont ensuite été soumises à un "rajeunissement hercynien" dû, soit "à un métamorphisme structural ou paragénétique visible", soit à un "crypto-métamorphisme qui ne se traduit par aucun effet pétrographique visible". Les autres unités structurales définies par M. Roques (massifs cristallins périphériques et zone de la Montagne Noire méridionale) ne sont pas représentées en Limousin.

Dans le schéma de Chenevoy et Ravier (1971-1972) les schistes cristallins du Massif Central se rapportent à deux domaines principaux d'après les caractères de leurs métamorphismes : l'un de type moyenne pression, l'autre de type basse pression.

Le Haut Limousin, par son métamorphisme, est rattaché au premier domaine dans lequel les auteurs distinguent deux régions (fig.5).

- un noyau arverne représenté dans la région de Limoges et dans le Nord Confolentais - caractérisé par d'épais niveaux de métapélites alumineuses avec à la base des faciès anatexiques à cordiérite - les gneiss d'Aubusson - D'âge minimum Briovérien inférieur, ce noyau s'est structuré lors d'un métamorphisme Cadomien.

- un ensemble ruthéno-limousin qui couvre la plus grande partie du Haut Limousin où prédominent des formations à caractère plus détritique associées à des volcanites acides et basiques, représente, pour Chenevoy et Ravier, la couverture détritique du noyau. D'âge Briovérien supérieur à Paléozoïque inférieur, cet ensemble a été métamorphisé au Calédonien ; métamorphisme qui a pu localement rétro-morphoser le noyau.

Le métamorphisme hercynien de type basse pression, caractéristique du deuxième domaine (Montagne Noire et Cévennes) reprend localement en Haut Limousin le noyau et la zone ruthéno-limousine.

La diversité des modèles illustre donc parfaitement les incertitudes quant à l'histoire géologique des schistes cristallins du Massif Central.

Le Haut Limousin présente un grand intérêt puisqu'il est rattaché, dans son ensemble ou pour partie, à l'un ou l'autre des domaines géologiques selon les auteurs, si bien que son histoire géologique est relativement complexe. Les opinions divergent principalement sur l'existence et l'âge d'un socle, l'âge du dépôt de la ou des séries et sur l'âge du ou des métamorphismes.

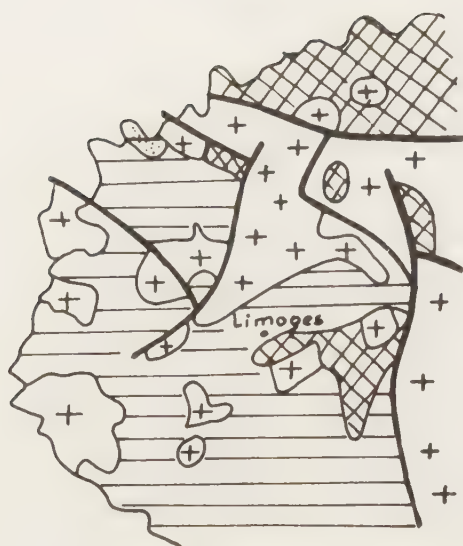


Figure 5

Extrait de "Les grands ensembles
cristallophylliens du Massif Central"
(M.Chenevoy et J.Ravier, 1971) - modifié.



Noyau arverne



Ensemble ruthéno-limousin
(méso et catazone)



Ensemble ruthéno-limousin
(schistes épizonaux)



Granites

Il faut en outre remarquer que dans la plupart des schémas, il est rarement fait état des granites qui représentent cependant environ 50% de la superficie du Massif Central et sont très abondants en Haut Limousin.

Depuis quelques années, de nombreux travaux géologiques ont été effectués sur le Limousin, et ils permettent de clarifier certains problèmes. L'esquisse géologique présentée ci-après fait donc le point des connaissances actuelles.

Chapitre II

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU HAUT LIMOUSIN

La première synthèse géologique régionale sur le Haut Limousin est due à M.Chenevoy (1958). Depuis, les nombreux travaux effectués principalement par le C.E.A., les Universités de Limoges, Lyon et Nancy, le C.R.P.G. de Nancy et le B.R.G.M., ont permis d'élaborer des synthèses plus récentes, citons en particulier Marquaire et Moreau (1969), Chenevoy (1974) Chenevoy et Piboule (1974), Autran et Guillot (1974).

Je ne reprendrai pas l'analyse détaillée de ces travaux, auxquels je renvoie le lecteur, j'expose ci-dessous les connaissances géologiques actuelles établies à partir de ceux-ci et des travaux en cours.

(A) LES GRANDES UNITES GEOLOGIQUES (LITHOLOGIE - STRATIGRAPHIE)

Les unités suivantes peuvent être distinguées (fig.6 et 7) :

- un ensemble de gneiss et micaschistes à dominante pélitique,
- un ensemble de micaschistes et gneiss plagioclasiques "mésosozonaux" :
les gneiss gris du Limousin,
- un ensemble de micaschistes épizonaux,
- gneiss et leptynites quartzofeldspathiques,
- les granites s.l.

1) Micaschistes et gneiss à dominante pélitique

D'importance spatiale limitée pour Chenevoy (1974) ces formations forment plusieurs unités en Haut Limousin selon Autran (1974).

A cet ensemble essentiellement pélitique avec quelques bancs de métagrauwackes, sont associés des niveaux carbonatés et rares volcanites basiques. Il est essentiellement représenté par des gneiss et micaschistes à sillimanite et par des gneiss à orthose, sillimanite et cordiérite.

L'aire d'extension la plus importante est située à l'Est de Limoges.

2) Micaschistes et gneiss plagioclasiques : Gneiss gris du Limousin. Ces gneiss à deux micas sont abondamment représentés en Haut Limousin, et correspondent aux gneiss gris de la série métamorphique du Bas Limousin.

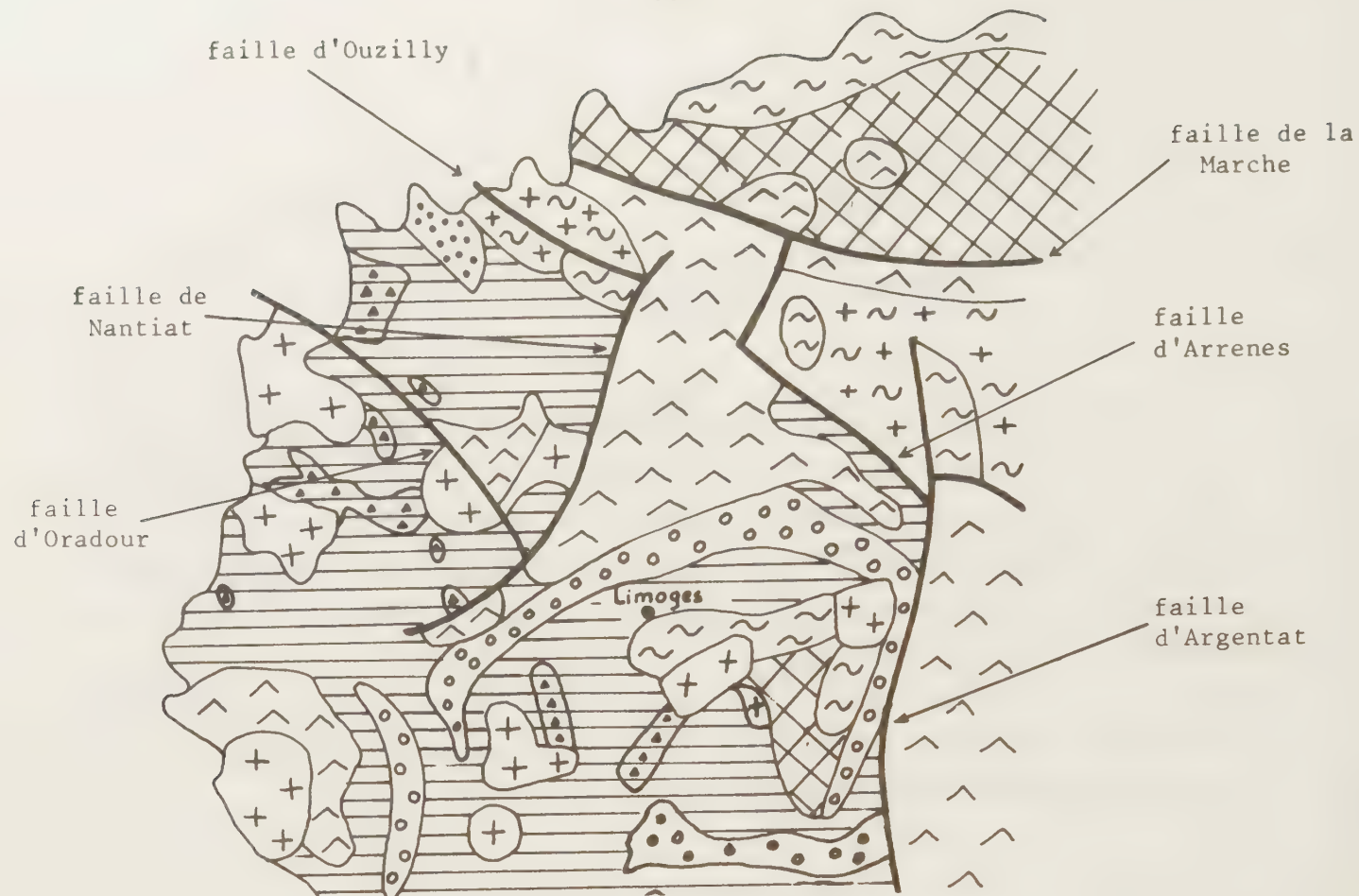


Figure 6 : Les principales formations de l'Ouest du Massif Central - d'après M.Chenevoy (1974).



Il s'agit d'un ensemble de méta-grauwackes avec niveaux de volcanites acides et basiques d'origine tholéïtique (Piboule et al., 1975) ; à la base de ces gneiss ou interstratifiées, se trouvent des leptynites dont l'origine n'est pas actuellement tranchée pour toutes les unités. Ces gneiss gris reposeraient en discordance sur les gneiss pélitiques, par l'intermédiaire d'un niveau arkosique.

3) Les micaschistes épizonaux :

Localisés au Nord-Ouest - série de la Gartempe, ils représentent vraisemblablement la partie haute, la plus pélitique de la série des gneiss gris.

4) Les gneiss et leptynites quartzo-feldspathiques :

Cet ensemble, très développé, est une des caractéristiques du Haut Limousin; il comprend au centre l'Arc du Thaurion, et les "migmatites" d'Oradour-sur-Glane, au nord les "migmatites" de Lanneau, à l'est les leptynites de Châteauneuf et au sud, l'Arc de Meuzac. Ces formations ont été interprétées soit comme d'origine paradérivées formées par métasomatose à partir de la série des gneiss gris (Chenevoy, 1958), soit comme un ensemble d'origine volcano-sédimentaire (rhyolites + arkoses) ou granitique (Chenevoy, 1974 - de la Roche et al 1974 - Autran et Guillot, 1974). Actuellement cette dernière hypothèse semble, d'après les études géochimiques réalisées, la plus vraisemblable. La position exacte de ces formations est mal connue par rapport à la série des gneiss gris qui peut représenter la couverture ou bien dont la base est recoupée par ces méta-granites.

5) Les granites s.l.

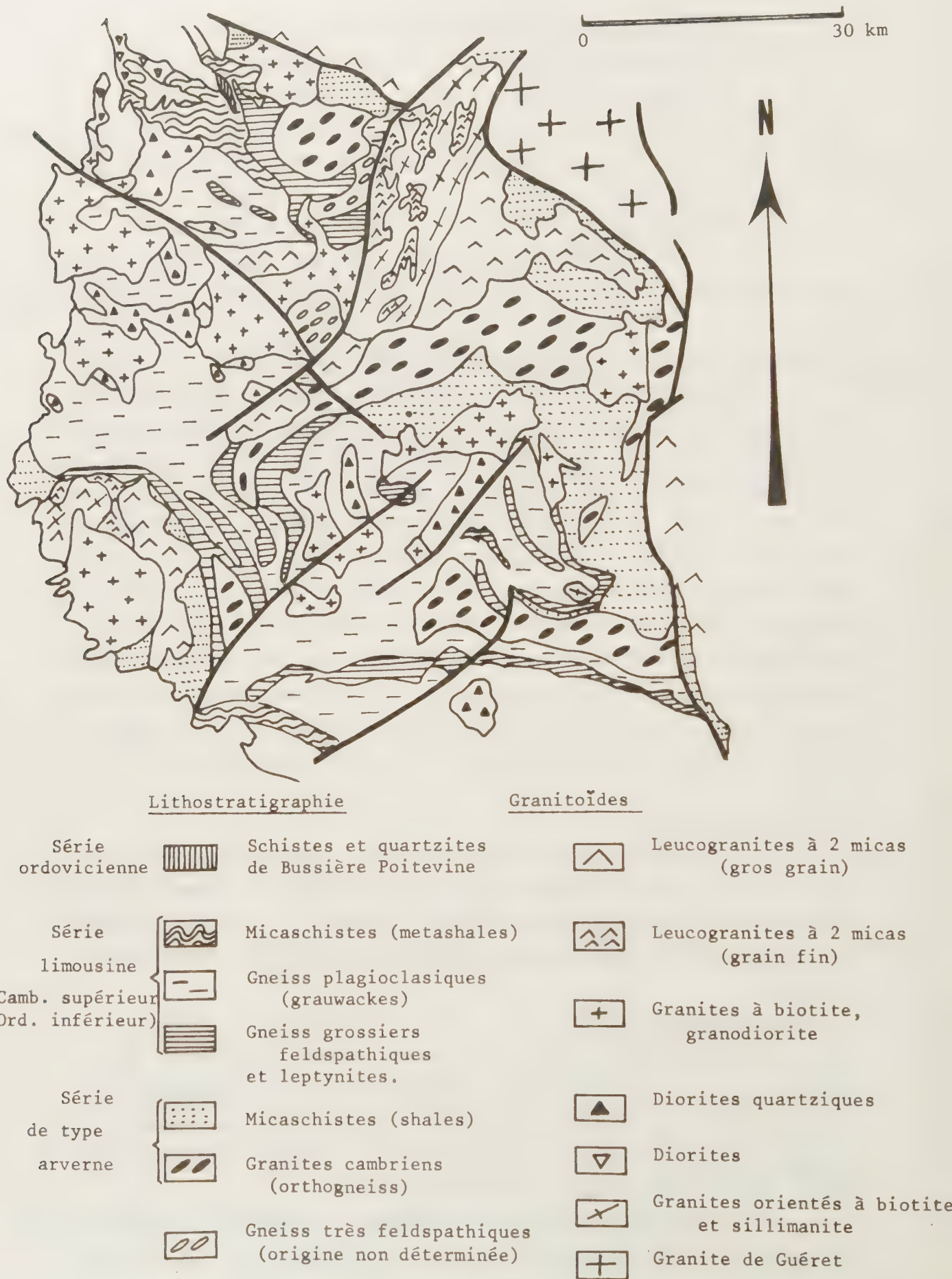
Ils représentent environ 50% de la surface du Haut Limousin et appartiennent à plusieurs types (diorites quartziques - granodiorites - leucogranites). Certains sont orientés, (la Brême ...), mais la plupart sont équants. Tous sont intrusifs dans les ensembles que nous venons de définir.

6) Age de ces ensembles

Aucun fossile, à ma connaissance, n'a été découvert en Haut-Limousin, si bien que ce sont des corrélations avec des séries équivalentes du Sud Limousin, de Vendée ou de Bretagne du Sud qui permettent de proposer les âges ci-dessous : Roques (1941), Chenevoy (1958-1974), Mathieu (1971), Roblot (1972), Autran et Guillot (1974).

- à la base, l'ensemble pélitique qui présente de nombreuses analogies avec les séries du Noyau arverne est rattaché à cette série de type arverne d'âge Briovérien inférieur à moyen probable.

Figure 7 : Extrait de Carte Géologique du Nord-Ouest du Massif Central
A. AUTRAN (1974) - Simplifié.



- puis la série des gneiss gris du Limousin, en discordance, cartographique sur les termes précédents représenterait une série eugéosynclinale d'âge soit Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur (Autran et al., 1974), soit Briovérien supérieur (Chenevoy, 1974).
- Enfin un troisième ensemble d'âge paléozoïque incontestable (Ordovicien - Silurien) bien représenté en Bas Limousin a peut-être son équivalent dans le Nord-Ouest du Haut Limousin avec les quartzites blancs de Bussière Poitevine (Chenevoy, 1958).

(B) TECTONIQUE ET METAMORPHISME

Hormis les grandes fractures qui limitent ou traversent le Haut Limousin (fig.6), les travaux récents d'analyse structurale effectués par Floc'h (1973-1974), Menot (1973), Mondy (1973), Carré (1973), Mouthier (1976) en Haut Limousin et par Guillot (1973-1974) en Bas Limousin permettent de dégager les conclusions suivantes (de la Roche et al 1974, Autran et Guillot, 1974). Quatre épisodes de déformation ont affecté le Limousin, les deux premiers orientés EW à NW-SE sont les plus intenses.

- la première phase, P_1 , est responsable de l'acquisition de la foliation ; c'est la phase de déformation intense, maximale des roches avec plis isoclinaux décamétriques.

- la phase deux, P_2 , plisse la foliation en plis serrés et déversés vers le Nord en Haut-Limousin. Les principales mégasstructures sont rattachées à cette phase.

- aux phases P_3 et P_4 sont associés des plis superficiels, amples et larges sans schistosité. Leurs directions mal réglées, interfèrent avec les structures P_1 et P_2 pour donner les arcs caractéristiques du Limousin (Thaurion - St-Yrieix - Meuzac), les synformes et les antiformes.

Le métamorphisme barrowien, de type moyenne pression, du green-schist à l'amphibolite faciès débute partout avec la phase P_1 . La phase P_2 semble le stopper en Sud Limousin alors qu'en Haut Limousin il se poursuit et atteint l'anatexie avec apparition de cordiérite dans les zones anatexiques des roches paradérivées, et de diatexites granitoïdes dans les roches orthodérivées (Autran et al). L'âge de ce métamorphisme est bien cerné par les résultats radiométriques de Cantagrel (1973) et de Bernard-Griffiths (1975) et se situe au Dévonien entre 400 et 350 M.A.

(D) CONCLUSIONS - LES PRINCIPAUX PROBLEMES

Bien que des divergences subsistent encore, il semble actuellement que la majorité des auteurs s'accorde pour caler le métamorphisme général principal en Haut Limousin pendant le Dévonien, mais les problèmes d'un métamorphisme antérieur plus localisé (Briovérien moyen ?) et d'un métamorphisme plus récent (Hercynien) restent posés.

L'un des buts de l'étude radiométrique entreprise sur le Haut Limousin a donc été d'essayer de clarifier ce problème du métamorphisme :

- L'étude des roches anatectiques formées lors du métamorphisme majeur intradévonien, à partir des métaгранites doit permettre de donner l'âge de l'intensité maximum de ce métamorphisme.

- l'étude des roches paradérivées anatectiques (gneiss à cordiérite) permettra de savoir si ces roches se sont structurées lors d'un vieux métamorphisme (Briovérien moyen ?) ou bien pendant le métamorphisme majeur.

- l'étude des minéraux des différentes formations donnera une solution quant à l'existence d'un métamorphisme récent hercynien.

L'autre aspect géochronologique de ce travail est consacré aux granites s.l. et aux métaгранites. L'âge de ces derniers, quand on connaîtra les relations exactes avec les roches métamorphiques paradérivées encaissantes, permettra d'attribuer un âge minimum ou maximum pour le dépôt de celles-ci.

Associé à la chronologie des granites, une étude géochimique limitée abordera les problèmes de l'origine et des mécanismes de formation des magmas granitiques.

Chapitre III

LA MÉTHODE RUBIDIUM - STRONTIUM

(A) RAPPEL DES PRINCIPES FONDAMENTAUX

La méthode au rubidium, pour la détermination des âges est basée sur la désintégration du ^{87}Rb . Le rubidium naturel possède 2 isotopes ^{85}Rb et ^{87}Rb ; ce dernier radioactif se transforme en strontium 87 radio-génique ($^{87}\text{Sr}^*$) par émission d'une particule β .

Le strontium naturel possède 4 isotopes ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr et ^{88}Sr .

Dans un système clos contenant du rubidium, le $^{87}\text{Sr}^*$ s'ajoute au $^{87}\text{Sr}_i$ inclus dans ce système au moment de sa formation. La teneur totale du système en (^{87}Sr)_p est donc aujourd'hui en nombre d'atomes:

$$^{87}\text{Sr}_p = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}_p (e^{\lambda t} - 1)$$

Pour des raisons expérimentales, on mesure des rapports en prenant l'isotope ^{86}Sr comme référence puisque celui-ci est un isotope stable et reste constant, soit :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_p (e^{\lambda t} - 1)$$

d'où :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left[1 + \frac{[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i]}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_p} \right]$$

où ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_p est le rapport en nombres d'atomes du ^{87}Sr au ^{86}Sr dans le système aujourd'hui, au moment de la mesure.

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i est le rapport initial en nombres d'atomes du ^{87}Sr au ^{86}Sr dans le système au moment de sa formation, quand le système est clos vis-à-vis du Rb et du Sr.

($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$)_p est le rapport en nombres d'atomes du ^{87}Rb au ^{86}Sr dans le système aujourd'hui, au moment de la mesure.

λ est la constante de désintégration du ^{87}Rb

t est l'âge du système en années.

Les rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_p et ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$)_p peuvent être mesurés directement en laboratoire par spectrométrie de masse.

La valeur de λ peut également être déterminée indépendamment.

L'équation ne peut être résolue, donc t ne peut être calculé puisque la valeur du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ est inconnue.

Deux solutions sont proposées :

- on donne une valeur arbitraire raisonnable au rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, et on calcule un âge au strontium conventionnel.

- on travaille sur plusieurs échantillons par la méthode des isochrones.

1) Les âges au strontium conventionnel.

On donne une valeur raisonnable au rapport $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i$ - par exemple celle de la composition isotopique de l'eau de mer - si bien que l'on peut calculer t . Cette méthode, très employée avant 1961 environ, n'est cependant pas satisfaisante pour tous les milieux. En effet, pour les milieux pauvres en rubidium (roches totales, plagioclases, apatites, certains feldspaths potassiques et muscovites), la teneur en ^{87}Sr radiogénique sera faible et la valeur choisie pour le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ aura une grande influence sur l'âge t , comme le montre l'exemple ci-dessous :

soit une muscovite dont les caractéristiques sont :

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p = 0,7647$ et $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_p = 9,8$, avec $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$
on obtient p :

$t = 340 \text{ M.A. (millions d'années) avec } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,716$

$t = 366 \text{ M.A. avec } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,712$

$t = 378 \text{ M.A. avec } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,710$

$t = 414 \text{ M.A. avec } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,705$

Des conclusions totalement erronées peuvent être déduites de l'âge obtenu qui dépend de la valeur $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ choisie. Cet ou ces âges n'ont aucune signification géologique.

En revanche, pour les milieux riches en rubidium (en général les biotites) et relativement anciens (Paléozoïque) l'âge calculé par cette méthode au strontium conventionnel est valable car la valeur du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ a peu d'influence pour le calcul de l'âge (Moorbath et Bell, 1965), comme le montre l'exemple suivant :

soit une biotite dont les caractéristiques sont :

$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_p = 111$ et $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p = 1,20$; avec $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11}$ par an on obtient les âges :

$t = 297 \text{ M.A. avec } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,716$

$t = 300 \text{ M.A. avec } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,710$

$t = 304 \text{ M.A. avec } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,705.$

Les âges conventionnels ne doivent donc être calculés que dans des conditions précises (milieu riche en Rb et suffisamment ancien), sinon ils sont sujets à caution et sans valeur chronométrique.

2) La méthode des isochrones

L'équation peut être résolue sans faire d'hypothèse sur la valeur du rapport $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$.

Cette équation est en effet celle d'une droite dans un diagramme $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_p$, $(87\text{Rb}/86\text{Sr})_p$ quand t est constant (Nicolaysen, 1961).

La pente de cette droite $(e^{\lambda t} - 1)$ donne l'âge t , et l'ordonnée à l'origine fournit la valeur du rapport $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$.

Donc si l'on prend plusieurs sous systèmes de la même formation plusieurs roches totales d'un même massif de granite par exemple - ou bien plusieurs sous systèmes d'un même échantillon - la roche totale et les minéraux -, et en admettant que ces sous systèmes

- . soient synchrones et cogénétiques (ils sont de même âge et proviennent du même magma par exemple),

- . aient possédé, à un certain moment, un strontium de même composition isotopique (même rapport $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$), c'est-à-dire que l'homogénéisation isotopique a été totale entre les éléments constitutifs de la roche,

- . soient restés en système clos vis-à-vis du Rb et du Sr depuis le même moment.

Ces différents sous systèmes s'alignent dans le diagramme de Nicolaysen $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ selon une droite appelée isochrone (fig.8).

Réciproquement quand les points expérimentaux d'un système s'alignent dans le diagramme de Nicolaysen selon une droite, la pente de cette isochrone fournit l'âge du système, l'ordonnée à l'origine, la valeur $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$ au moment de l'homogénéisation isotopique.

Comme deux points sont toujours alignés, il est nécessaire d'effectuer l'analyse du plus grand nombre possible d'échantillons afin de tracer la meilleure droite statistique et de tester si les 3 conditions fondamentales énoncées ci-dessus sont réalisées.

Il est également utile de choisir des échantillons dont les rapports $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ (qui sont fonction de la composition minéralogique) soient les plus différents entre eux de manière à ce que la définition de la droite éventuelle soit plus précise.

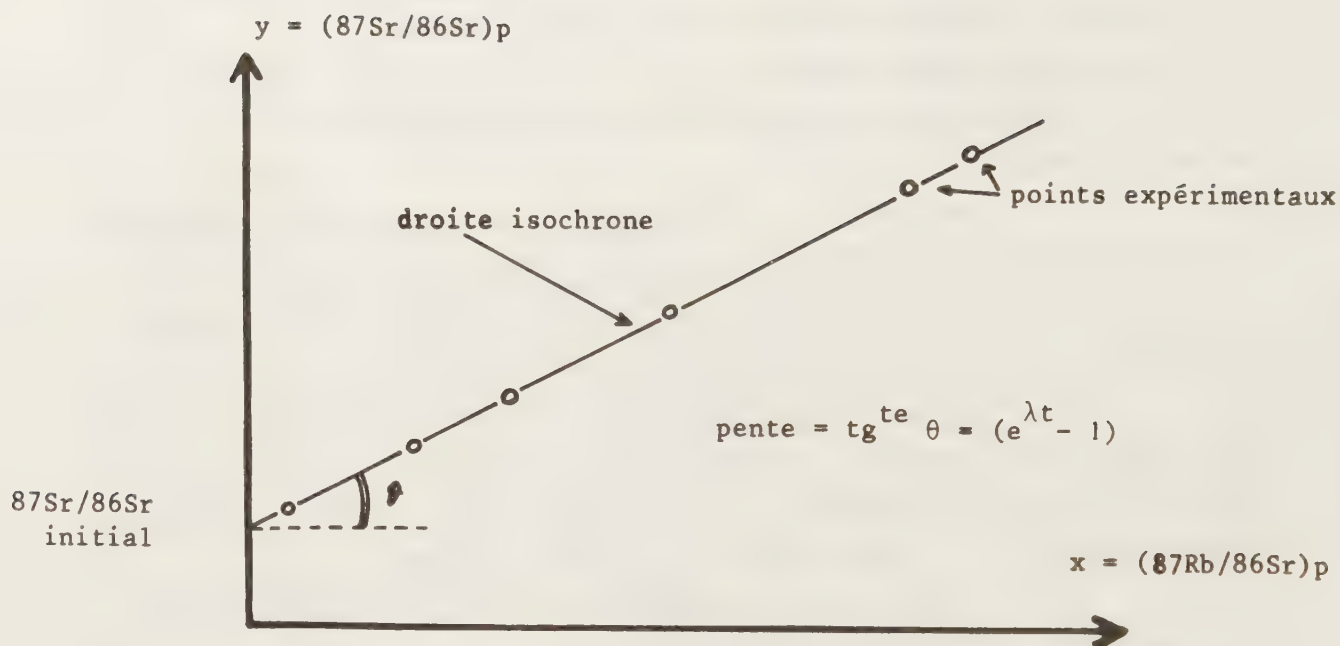


Figure 8 : Diagramme isochrone

3) Choix de la constante de désintégration λ du rubidium

Cette constante a été déterminée indirectement pour faire coïncider les âges obtenus par la méthode Rb/Sr sur biotite, avec ceux obtenus par la méthode U/Pb sur des uraninites et monazites de la même formation, sa valeur est de $1,39 \cdot 10^{-11}$ par an (Aldrich et al 1956).

La mesure directe de la période T du rubidium 87 par comptage de particule β donne des valeurs variées. La plus couramment utilisée en géochronologie est $T = 4,70 \pm 0,1 \cdot 10^{10}$ an (Flynn et al 1959) qui correspond à $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11}$ an⁻¹. C'est cette valeur "physique" que nous avons adoptée, et les âges calculés sont alors plus jeunes d'environ 6% par rapport à $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11}$ an⁻¹.

La révision des constantes de l'uranium et les nouvelles mesures de λ Rb semblent aujourd'hui concorder pour une valeur de $\lambda = 1,42$ (Neumann et al., 1972) ou $\lambda = 1,43 \cdot 10^{-11}$ par an (Armstrong, 1974).

Au 25ème Congrès International de Géologie (Sydney - 1976) la sous commission de géochronologie recommande la valeur $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ par an.

(B) LES FAUSSES ISOCHRONES

L'alignement dans un diagramme $87\text{Rb}/86\text{Sr}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ des points expérimentaux détermine une droite qui est une isochrone si les échantillons répondent aux 3 conditions : homogénéisation isotopique au départ, systèmes cogénétiques, synchrones et clos.

Or une figure semblable peut être obtenue dans le même diagramme, sans qu'il y ait eu au départ homogénéisation isotopique ; par exemple dans le cas de mélanges entre deux constituants différents. Cette droite est une fausse isochrone et l'âge calculé n'a aucune signification, et " *priori* lorsqu'on a un alignement de points expérimentaux de roches totales, on ne sait pas si on a affaire à une isochrone ou à une droite de mélange" (Allègre, 1967).

Cet aspect "géochronologique" du mélange a été envisagé par de nombreux auteurs, principalement par Hurley et al (1963), Krogh et al (1964), Lanphère et al (1964), Allègre et al (1965) Allègre (1967), Lancelot et al (1974), Bernard-Griffiths (1975). Nous rappellerons donc les cas théoriques de mélange, les critères de reconnaissance des fausses isochrones et enfin les possibilités d'existence des mélanges binaires dans la genèse des roches.

1) Cas théoriques de mélange binaire

Deux cas théoriques principaux peuvent être envisagés ; soit un magma A s'injectant au temps T dans l'encaissant B. Les roches hybrides formées par mélange entre A et B s'alignent selon une droite AB ; et leur position dépend des proportions de A et B.

Si après cette formation des hybrides, le système reste clos, au temps T + x les différents points restent alignés et déterminent une pseudo isochrone.

1er cas : si le matériel A est riche en Rb et que B est pauvre en Rb, la pseudo isochrone aura au temps T + x une pente plus forte donc un âge élevé et la valeur du rapport initial du strontium sera anormalement basse (fig.9).

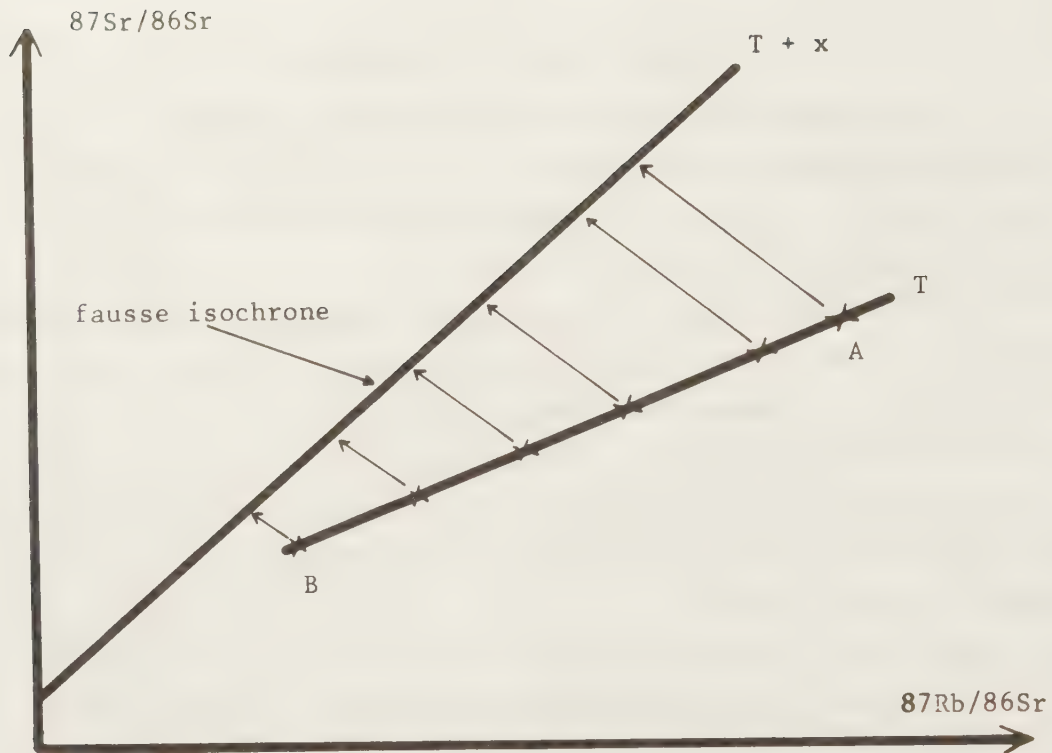


Figure 9 : Droite de mélange

2ème cas : Si le matériel A est très pauvre en Rb son point représentatif va se trouver près de l'axe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Après le mélange à T, la droite va pivoter pratiquement autour de ce point A, et au temps T + x la pseudo isochrone fournira un âge trop élevé, mais la valeur initiale du strontium sera très proche de celle du magma A (fig.10).

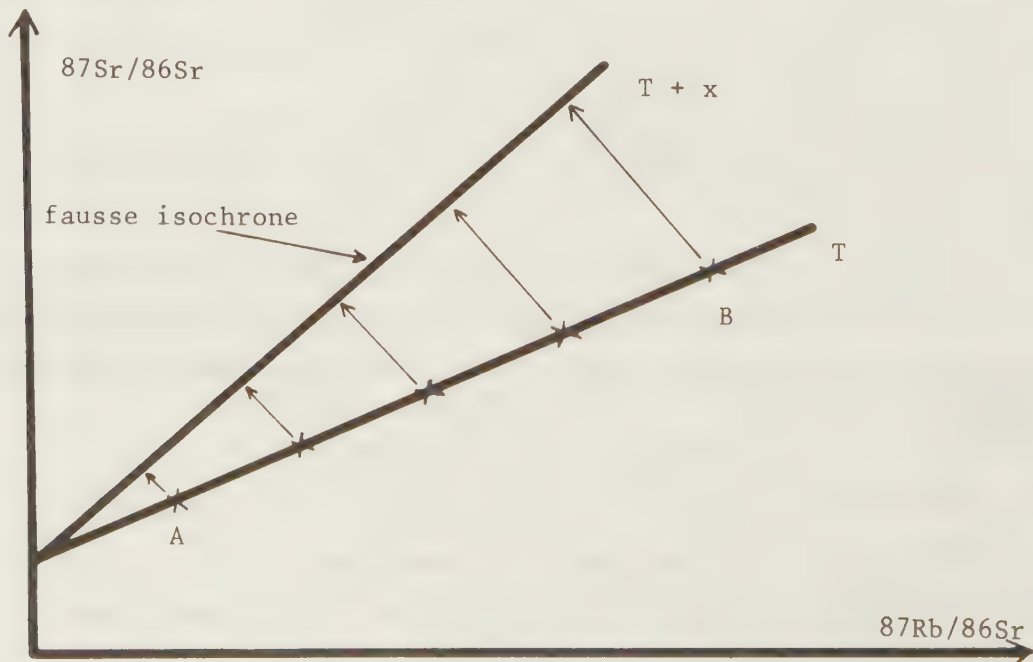


Figure 10 : Droite de mélange.

Donc des valeurs anormalement basses du rapport initial du strontium et anormalement élevées de l'âge calculé peuvent laisser supposer que la droite obtenue dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ est une fausse isochrone.

2) Mise en évidence des mélanges binaires par diagrammes

Le problème est donc de savoir si la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est une isochrone ou une fausse isochrone.

Dans le cas de mélange entre deux termes, on montre que dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \text{Sr}$, les hybrides formés déterminent une hyperbole (Bell et al 1968-1969), Faure et Powell (1972), Vollmer (1976), fig.11.

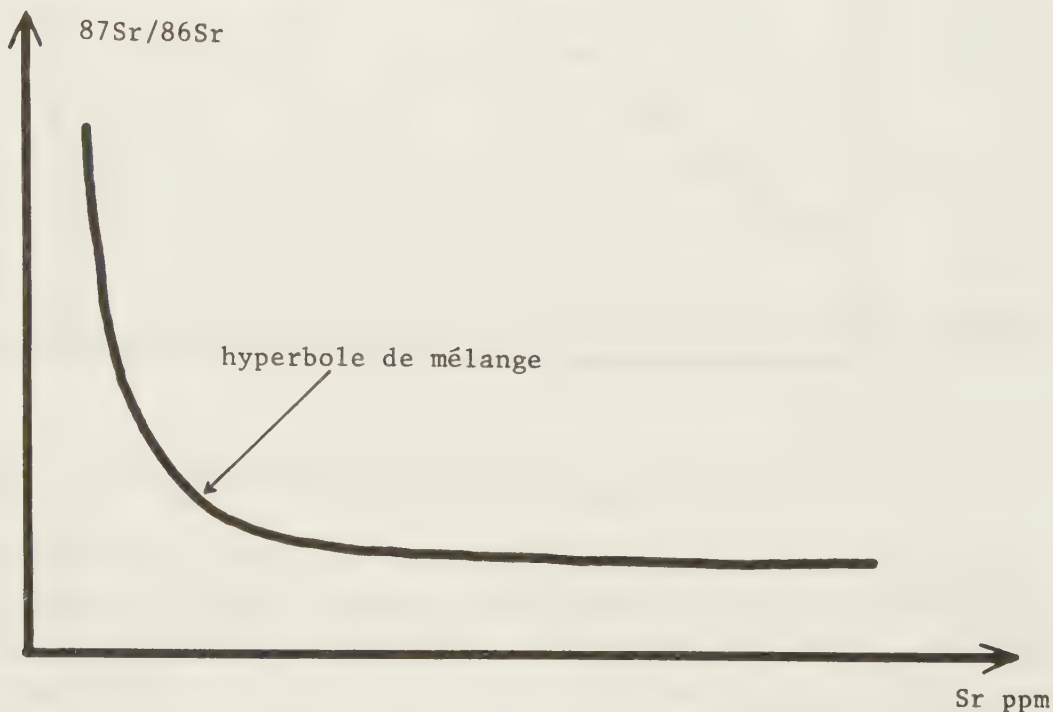


Figure 11 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \text{Sr}$.

Des figures semblables (hyperbole) peuvent également être obtenues dans des diagrammes où n'interviennent que les teneurs des éléments. Dans ce cas ces hyperboles doivent être interprétées différemment, car elles peuvent en particulier résulter du phénomène de différenciation magmatique.

Bernard-Griffiths (1975) propose, pour mettre en évidence les mélanges à 2 constituants, le diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 1/86\text{Sr}$ (Heier et al., 1969).

Dans ce diagramme, la courbe de mélange est une droite d'équation $R_m = f\left(\frac{1}{C_m}\right)$ (Lancelot et al, 1974) - Fig.12.

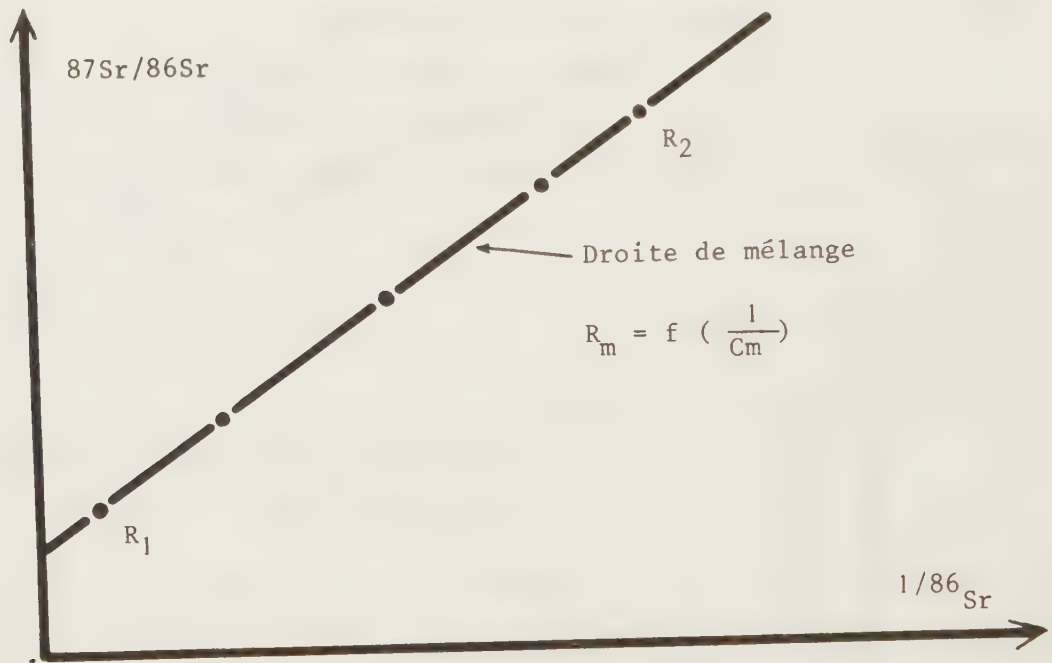


Figure 12 :Diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 1/86\text{Sr}$.

Ces droites se conservent dans le temps, et si C_1 (teneur en 86Sr du terme R_1) est beaucoup plus grand que C_2 (teneur en 86Sr du terme R_2) l'ordonnée à l'origine donne une valeur approchée du rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de l'un des termes du mélange.

3) Conclusions

Quand dans un diagramme de Nicolaysen $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 87\text{Rb}/86\text{Sr}$ on obtient une alignement des points expérimentaux, cette droite est une isochrone; si aucun alignement n'est observé dans le diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 1/86\text{Sr}$. Dans le cas où une droite est obtenue dans les deux diagrammes, on peut conclure qu'il y a eu mélange entre deux constituants;

. s'il n'y a pas eu homogénéisation isotopique après le mélange, la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est une fausse isochrone qui n'a aucune valeur géochronologique,

. . s'il y a homogénéisation isotopique au moment du mélange, ou après celui-ci, la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est une isochrone.

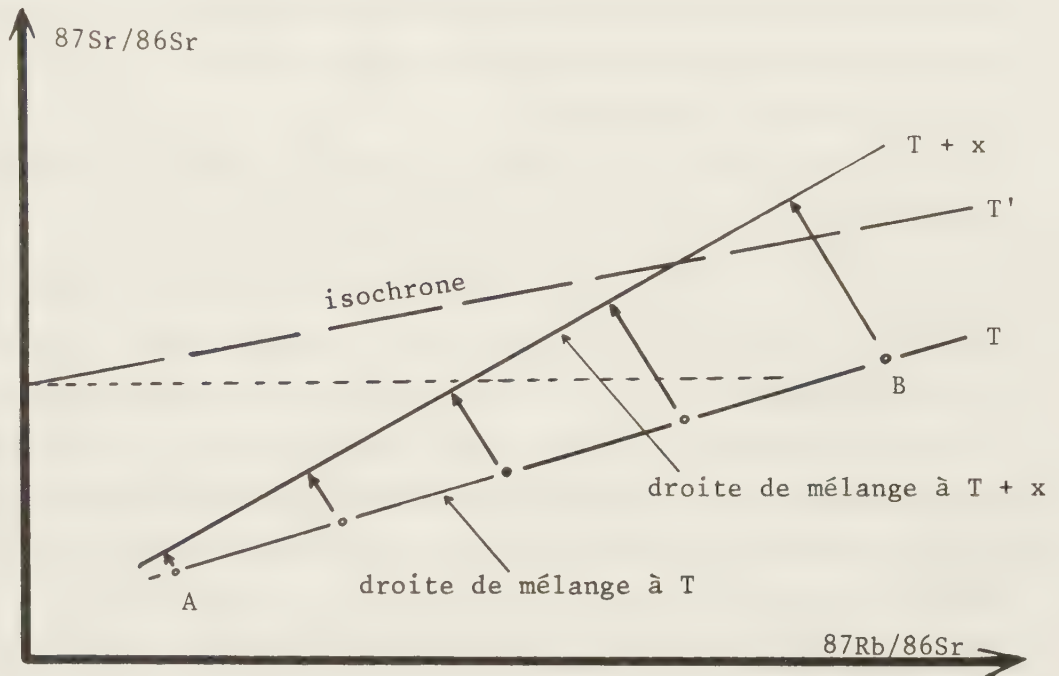


Figure 13 : Mélange suivi de l'homogénéisation isotopique complète.

En effet (fig.13) soient A et B les deux termes extrêmes du mélange au temps T , à $T+x$ la droite de mélange est représentée par A'B'. Si à $T+x$ il y a homogénéisation isotopique complète de tous les termes du mélange, les points de la droite A'B' forment une horizontale et au temps T' on obtient une isochrone. On constate que la valeur du rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est élevée.

Donc dans le diagramme de Nicolaysen, la valeur élevée du rapport initial du strontium peut être l'indication d'un mélange suivi d'une homogénéisation isotopique. La droite est une isochrone.

1) Les mélanges binaires dans les processus de genèse des roches.

Le magma intrusif est rarement en état d'équilibre avec les roches où il s'injecte, et sa réaction avec l'encaissant semble être la règle, le magma est donc modifié par l'incorporation de matériel. Ces divers phénomènes sont, au sens large, l'assimilation (Shand 1943) - Les mécanismes de cette assimilation sont déterminés par des principes généraux qui furent décrits par Bowen; il s'agit en bref d'un processus complexe de réactions réciproques entre le magma et les roches encaissantes. Certains minéraux de ces dernières peuvent être complètement fondus et incorporés par le magma, d'autres transformés chimiquement, le produit final est un magma modifié. Quand le refroidissement se produit, l'ensemble est sous forme cristalline et la roche obtenue est un hybride. Il semble cependant que ces phénomènes se produisent surtout près des contacts. Un modèle d'assimilation et de mélange entre un matériel pélagique intrudé par un magma basique peut être trouvé dans Gribble et al (1967). Le mélange proprement dit entre deux magmas primaires a été décrit par Gibson et al (1963), Wager et al (1965) et peut expliquer certains résultats (Dasch, 1969).

A priori le cas idéal de mélange entre deux constituants - chacun de ceux-ci devant être représentés par un seul point - semble rare ; on peut cependant envisager les exemples ci-dessous :

- pour les roches paradérivées, l'un des constituants peut être le strontium du milieu de sédimentation (l'eau de mer) ; l'autre terme du mélange peut être représenté par le strontium détritique provenant d'une source homogène unique. Si les hybrides formés au cours de ce mélange subissent un métamorphisme, on peut penser que celui-ci provoquera l'homogénéisation isotopique si bien qu'une isochrone est obtenue.

- dans le cas de roches orthodérivées, le magma isotopiquement homogène peut assimiler les roches encaissantes, et il est vraisemblable que ce magma provoque l'homogénéisation isotopique lors de sa mise en place.

On peut donc penser que dans la plupart des cas de mélange binaire, une homogénéisation isotopique synchrone ou postérieure se produit si bien que la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est une isochrone.

(C) SIGNIFICATION GEOLOGIQUE DES AGES RADIOMETRIQUES Rb-Sr

Quand les âges sont calculés en observant scrupuleusement toutes les conditions préalables, le problème est de relier ces résultats chronométriques avec un phénomène géologique.

La signification de ces âges est variée, et nous présentons ci-dessous, d'après les données bibliographiques, les principes généraux de ces interprétations.

1) Âges conventionnels sur micas

On constate souvent que les âges conventionnels des micas, et principalement des biotites, sont plus jeunes que ceux obtenus, à partir du même matériel, par isochrone de roches totales.

Cette discordance est parfois également observée quand deux méthodes différentes (Rb-Sr et K-Ar par exemple) sont utilisées sur le même minéral.

Ces âges "rajeunis" correspondent à la fin de la diffusion de l'élément radiogénique (ici $^{87}\text{Sr}^*$) hors des réseaux. Cette diffusion cesse lorsque les minéraux franchissent un seuil de température en-deçà duquel le nuclide s'accumule quantitativement dans le minéral qui forme alors un système clos.

Ainsi les âges conventionnels sur micas correspondent au franchissement de cette température. Celle-ci est comprise entre 200 et 350°C (Clark et Jäger, 1969), de l'ordre de 300°C d'après Everden et Kistler (1970) ou Dodson (1973) pour les biotites vis-à-vis du strontium radiogénique. Pour les muscovites, cette température de fermeture serait plus élevée de 200°C environ (Clark et Jäger, 1969).

Ces âges correspondent donc à la fin du dernier événement thermique qui a affecté ces minéraux, et dans tous les cas datent la fin d'un phénomène géologique.

Ces températures de fermeture sont nettement inférieures à celles de la cristallogenèse des minéraux, et cette différence d'âge qui peut être très grande, est expliquée par deux phénomènes distincts :

- le "slow cooling"
- l'"overprinting"

- dans l'hypothèse du "slow cooling" - refroidissement lent - on considère que le minéral, après sa cristallogenèse, s'est refroidi lentement jusqu'à ce qu'il atteigne la température de fermeture. On mesure donc la fin de cette cristallogenèse (métamorphisme, la mise en place d'un granite ...) qui est postdatée - Ce franchissement d'un seuil de température, lors du refroidissement, peut également être corrélé avec la surrection

- dans l'hypothèse d'"overprinting", l'âge est alors en "surimpression". Après son refroidissement, le minéral a été porté à une température supérieure à celle de sa fermeture, et cette réouverture provoque une perte épisodique des nuclides radiogéniques. L'âge mesuré correspond à la fin de ce phénomène de "réchauffement" et peut être corrélé avec l'effet thermique dû à la mise en place d'un magma, ou avec un métamorphisme.

Ces deux modèles ne sont sans doute qu'une simplification de ce qui se passe en réalité au cours des phénomènes géologiques, et on peut penser que ces deux modèles peuvent se combiner, ce qui conduit à des âges intermédiaires ou mixtes dont la signification géologique devient difficile à préciser.

Dans tous les cas l'interprétation des âges obtenus par un modèle ou par l'autre est liée à une bonne connaissance des phénomènes géologiques qui se sont exercés sur la roche étudiée et même dans ce cas les opinions peuvent être différentes. Nous renvoyons à ce sujet le lecteur aux diverses publications concernant les Calédonides britanniques, principalement à Brown et Miller (1969) et à Fitch et al (1969) ainsi qu'aux commentaires et discussions de ces notes dans l'ouvrage où se trouvent ces publications.

2) Âges obtenus par isochrones

Nous examinerons successivement le cas des granites puis des roches métamorphiques ortho et paradiériverées.

a) Les granites

Lorsqu'un magma silicaté cristallise, et qu'aucun événement perturbateur postérieur n'intervient, le système répond aux conditions fondamentales (milieux synchrones et cogénétiques, homogénéisation isotopique, système clos) de la méthode des isochrones. Les points représentatifs des roches totales et des minéraux s'alignent selon une isochrone dont la pente donne l'âge du granite. L'ordonnée à l'origine fournit la valeur $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i$.

L'alignement des roches totales et des minéraux montre également que le massif s'est refroidi rapidement.

Dans d'autres cas, les isochrones sur roches totales et sur minéraux sont distinctes et d'âges différents. Comme ces roches sont indemnes de tout événement perturbateur après leur mise en place dont l'âge est donné par l'isochrone de roches totales, l'isochrone sur minéraux - d'âge plus jeune - correspond au blocage du Sr^{87} dans les réseaux lors du refroidissement du fait de la surrection et de la dénudation.

Dans ce cas cependant on ne peut totalement exclure l'influence d'un phénomène second, non visible pétrographiquement, qui aurait réhomogénéisé les minéraux sans agir sur les roches totales. Cet événement thermique peut être lié par exemple à un métamorphisme de contact.

On trouvera des exemples de ces différents cas dans Wasserburg et al (1967), Peterman et al (1968), Spooner et al (1970), Vidal (1973), Kohler et al (1974) ..

b) Roches métamorphiques orthodérivées

Un métamorphisme général agissant sur des roches granitiques provoque une nouvelle homogénéisation isotopique, mais celle-ci, selon l'intensité du métamorphisme s'exprime à différentes échelles.

Si l'intensité du métamorphisme est faible ou moyenne, les roches totales ne sont en général pas affectées par cette phase, et l'isochrone obtenue fournit l'âge de la mise en place. Les minéraux, s'ils s'alignent, donnent une isochrone secondaire dont l'âge plus jeune correspond à cette phase de métamorphisme ; celui-ci peut également être mis en évidence sur roches totales à l'échelle millimétrique.

Si l'intensité du phénomène est intense et que l'on atteint l'anatexie, la fusion provoque une nouvelle homogénéisation isotopique jusqu'à l'échelle des roches totales. L'isochrone obtenue date alors cet événement.

Ce comportement différent des roches totales et des minéraux est très courant et il a été mis en évidence par de très nombreux auteurs, par exemple Lanphère et al (1964), Davis et al (1966), Peterman et al (1968), Wetherill et al (1968), Vitrac (1971), Fullagar et al (1971), Vidal (1972), Hamet et al (1972), Moorbath (1975), Hamet (1975) ...

Pour les roches volcaniques acides (métarhyolites, métaignimbrites) l'âge obtenu par isochrone de roches totales peut correspondre à la mise en place (Bottino et al 1968, Hamet et al 1971) mais le plus souvent est plus jeune que celle-ci (Lyons et al 1968, Charlot et al (1970-1974). Dans ce cas le phénomène daté serait (Bernard-Griffiths, 1975) la dévittrification, "l'âge obtenu devant par conséquent être compris entre la mise en place et le métamorphisme".

c) Roches métamorphiques paradérivées

Très souvent les roches paradérivées présentent une dispersion des points dans le diagramme de Nicolaysen ; mais des isochrones ont aussi été obtenues quelle que soit l'intensité du métamorphisme (depuis la zone anchi-métamorphique jusqu'à l'anatexie) et l'échelle de prélèvement (affleurement, kilométrique, régionale).

Quand l'intensité du métamorphisme est moyenne à forte, l'âge obtenu par isochrones de roches totales est interprété généralement comme l'âge de ce métamorphisme.

Si l'intensité du métamorphisme est faible, l'âge est interprété, soit comme celui du dépôt ou de la diagenèse, soit comme celui du métamorphisme.

Des exemples peuvent être trouvés dans Pidgeon et al (1965), Pidgeon (1967), Zartman (1965), Krogh et al (1967-70-), Clauer et Bonhomme (1970), Priem et al (1973), Hofmann et al (1973), Grauert et al (1974), Gebauer et al (1974).

3) Conclusion

Cette rapide revue bibliographique, limitée volontairement à des cas "simples" montre que des âges ayant une signification géologique peuvent être obtenus à partir de roches dont l'histoire géologique est simple ou plus complexe.

Dans tous les cas il est impératif de travailler sur des échantillons frais car l'altération provoque une augmentation du rapport Rb/Sr (appauvrissement en Sr et enrichissement en Rb) et amène un rajeunissement de l'âge de l'isochrone (Bottino et al 1968 - Dasch 1969). Le volume des échantillons doit également être représentatif de la formation étudiée, et il est recommandé de prélever, pour les roches métamorphiques, des échantillons volumineux pour éviter que les roches totales soient restées en système ouvert (Lanphère et al, 1964).

PREMIERE PARTIE

ETUDE RADIOMÉTRIQUE
DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

Itane, metior tempora et quid metior.. nescio.

*St AUGUSTIN - Confessions
Lib XI § 14.*

Les levés par les services de la carte géologique des feuilles au 1/50 000 Bourgneuf et Ambazac, associés à une étude géochimique détaillée, nous ont fourni un terrain de choix pour l'étude Rb-Sr des roches métamorphiques. Schématiquement trois ensembles pétrographiques principaux peuvent être distingués.

- des micaschistes et gneiss plagioclasiques micacés, paradérivés.
- des gneiss et leptynites quartzo-feldspathiques orthodérivés.
- des migmatites granitoïdes plus ou moins évoluées (métatexites et diatexites) équivalentes des gneiss quartzo-feldspathiques, plus métamorphiques.

Dans cette zone "il n'a pas été observé de traces incontestables de polymétamorphisme" (de la Roche et al.1974), alors que pour Chenevoy (1974) des recristallisations sporadiques sont peut-être à rapporter à un 2ème métamorphisme.

L'étude de ces roches va permettre de préciser le comportement du Sr dans des formations ortho ou para soumises à un métamorphisme mésozonal intermédiaire (zone à sillimanite + muscovite) avec apparition locale de faciès catazonaux (zone à sillimanite + orthose et à cordiérite) et de diatexites.

Nous exposerons donc successivement les résultats et les interprétations proposées pour les roches orthodérivées, puis pour les roches paradérivées.

La figure 13bis donne la localisation des formations étudiées.



Figure 13 bis : Localisation des formations métamorphiques étudiées.

- A - Orthogneiss quartzo-feldspathiques du Thaurion (oeillés, isogranulaires, fins).
- B - Orthogneiss anatectiques du Thaurion (Diatexites).
- C - Orthogneiss de Lanneau.
- D - Orthogneiss de l'Arc de Châteauneuf.
- E - Orthogneiss de la Nouaille.
- 1 - Micaschistes
- 2 - Paragneiss à 2 micas
- 3 - Paragneiss à biotite, sillimanite, FK
- 4 - Anatexites à cordiérite.

LES ROCHES ORTHODÉRIVÉES

Une des caractéristiques du Haut Limousin est l'existence de structures en arc "les migmatites stratoïdes" de M.Chenevoy (1958).

Les faciès dominants de ces gneiss quartzofeldspathiques sont des gneiss oeillés, des gneiss isogranulaires et des gneiss fins leptyniques. L'étude de ces différents faciès, d'origine orthodérivée (voir ci-dessous), et non anatectiques a été réalisée comme suit sur les formations du Thaurion puis élargie à d'autres ensembles, considérés comme identiques, du Haut Limousin ("migmatites" de Bellac, leptynites et métagranites du massif de Châteauneuf la Forêt, leptynites de Meuzac).

L'apparition locale au sein des gneiss du Thaurion de zones anatectiques avec formation de roches granitoïdes, doit permettre de dater ce phénomène d'anatexie.

(A) LES FORMATIONS QUARTZO-FELDSPATHIQUES DU THAURION NON ANATECTIQUES

1) Origine orthodérivée de ces roches

Les formations métamorphiques de l'Arc du Thaurion sont représentées par des roches quartzofeldspathiques à tendance leptynique qui forment une amande d'environ 40 km E.W Trois phases de déformation ont affecté cet ensemble les deux premières se caractérisent par le développement d'une foliation métamorphique, suivant des structures orientées est-ouest et déversées vers le Nord; la dernière phase transverse est plus discrète.

Cette tectonique est accompagnée d'un métamorphisme d'intensité mésozonale (zone à sillimanite-muscovite) atteignant la catazone (zone d'instabilité de la muscovite) avec apparitions locales plus ou moins importantes de phénomènes d'anatexie.

Ce sont en général des roches massives, claires dans l'ensemble, a foliation souvent frustrée, qui se présentent sous 3 faciès principaux selon leur structure et suivant leurs associations minéralogiques (la description plus détaillée est donnée plus loin lors de leur étude).

- gneiss grossiers à structure oeillée à 2 micas,
- gneiss isogranulaires à 2 micas
- gneiss fins à lépidomélane + hastingsite.

Comme pour toutes les roches semblables, le problème de la nature originelle de ces roches se trouvait posé : para ou ortho dérivée ?

Pour Chenevoy (1958-1974) et Chenevoy et Ravier (1971) ces formations représentent, pour leur majorité, des "migmatites stratoïdes" formées par métasomatose silico potassique à partir de la série volcano sédimentaire limousine; certaines sont peut-être des métaгранites.

Les récentes études géochimiques menées lors du lever des cartes géologiques Bourgneuf et Ambazac, ainsi que nos propres résultats permettent de dire que toutes ces roches sont d'origine orthodérivée.

Les figures 14 et 15 extraites de de la Roche et al (1974) illustrent ces résultats.

Dans le diagramme $Q = f(A)$ les gneiss quartzofeldspathiques du Thaurion déterminent un champ qui se situe nettement en dehors du domaine des granites communs et s'enracine dans celui des granites à deux micas en marquant cependant une tendance vers les domaines sédimentaires par des valeurs plus élevées du paramètre "quartz".

Dans le diagramme $Al/3-K$, $Al/3-Na$, les formations quartzofeldspathiques du Thaurion recouvrent les domaines des granites communs et des granites à 2 micas avec une tendance vers le champ des arkoses au Sud-Est.

Ces résultats montrent que, en admettant la conservation du chimisme au cours du métamorphisme, plusieurs hypothèses peuvent être retenues quant à la nature originelle exacte de ces gneiss:

- il s'agit d'une association de sédiments arkosiques et de quelques termes grauwakeux (gneiss à biotite seule) avec des rhyolites, et possibilité de mélange entre volcanites et sédiments; cet ensemble recouvrant un socle granitique.

- il s'agit d'un complexe entièrement orthogneissique dérivant d'un ensemble de granites à 2 micas porphyroïdes ou non (gneiss ocellés et gneiss isogranulaires) éventuellement associés à quelques venues de microgranites (gneiss fins).

L'interprétation des résultats géochronologiques est étroitement liée à l'hypothèse géologique retenue, mais réciproquement les caractéristiques de l'isochrone, en particulier les valeurs du rapport isotopique du strontium initial peuvent aider à retenir une hypothèse.

a) Origine arkosique + rhyolites

La faible différenciation siliceuse des roches rapportées à des arkoses nécessite d'envisager des formations à très faible évolution sédimentaire; les granites seraient recouverts de leurs arènes d'altération



Figure 14 : Diagramme $Q = F(A)$ d'après de la Roche et al. (1974).

Les roches ignées désimantaires de référence ont été sélectionnées selon les critères : $65\% < SiO_2 < 80\%$ et $CaO < 2\%$.

- 1 : Gneiss grossiers à biotite seule - 2 : Gneiss ocellés à 2 micas -
- 3 : Gneiss isogranulaires à 2 micas - 4 : Gneiss fins à lépidomélane -
- 5 : Gneiss fins à lépidomélane et hastingsite - 6 et 7 : Respectivement granites à 2 micas et granites communs ; représentation par courbes d'isodensité de répartition -
- 8 : Roches sédimentaires ; zone de densité de répartition ≥ 3 .



Figure 15 : Diagramme $Al/3 - K$, $Al/3 - Na$ d'après de La Roche et al.(1974).

Les roches ignées et sédimentaires de référence ont été sélectionnées selon les critères $65\% < SiO_2 < 80\%$ et $CaO < 2\%$.

1 : Gneiss grossiers à biotite seule - 2 : Gneiss ocellés à deux micas -
3 : Gneiss isogranulaires à deux micas - 4 : Gneiss fins à lépidomélane -
5 : Gneiss fins à lépidomélane et hastingsite - 6 et 7 : Respectivement
granites à 2 micas et granites communs ; représentation par courbes d'isodensité
et répartition - 8 : Roches sédimentaires ; zone de densité de répartition ≥ 3 .

pratiquement non remaniées. Ceci est difficile à imaginer car, en général les arkoses montrent un net enrichissement siliceux. Dans cette hypothèse, les gneiss fins à lépidomélane constituent une formation volcanique intercalée.

b) Origine plutonique. Malgré une forte parenté chimique, les formations du Thaurion sont cependant légèrement plus siliceuses que les granites à 2 micas, cet excès de silice peut-être rapporté à une silicification contemporaine de l'orthogneissification.

Diverses observations permettent de conforter cette origine plutonique : absence de figures typiquement sédimentaires (bancs plus quartzeux ou plus micacés), absence de structures litées ou rubanées, présence d'aprites et de pegmatites schistosées, caractères microscopiques évoquant des orthogneiss blastomylonitiques en particulier les mégacristsaux d'orthose perthitiques recristallisés en granules de microclines. Ces arguments permettent de dire que ces roches sont d'anciens granites.

Ceci est confirmé par le diagramme semi log Rb/Sr, Index de différenciation (Q + Ab + Or normatifs, Thornton et Tuttle 1960) où l'on constate en effet une nette corrélation positive (fig.16).

Cette corrélation n'est observée que dans le cas où le chimisme de la roche est contrôlé par une différenciation magmatique. La métasomatose, au contraire devrait "fractionner" le rapport Rb/Sr dû à la plus grande mobilité du Rb - et dans le diagramme on devrait alors observer une dispersion des points représentatifs (Ragland et al 1972 - Fullagar et al 1973). Le chimisme de ces roches doit donc être rapporté à un phénomène magmatique et non à une métasomatose.

On peut donc conclure que ces roches sont d'origine orthodérivée et représentent d'anciens granites.

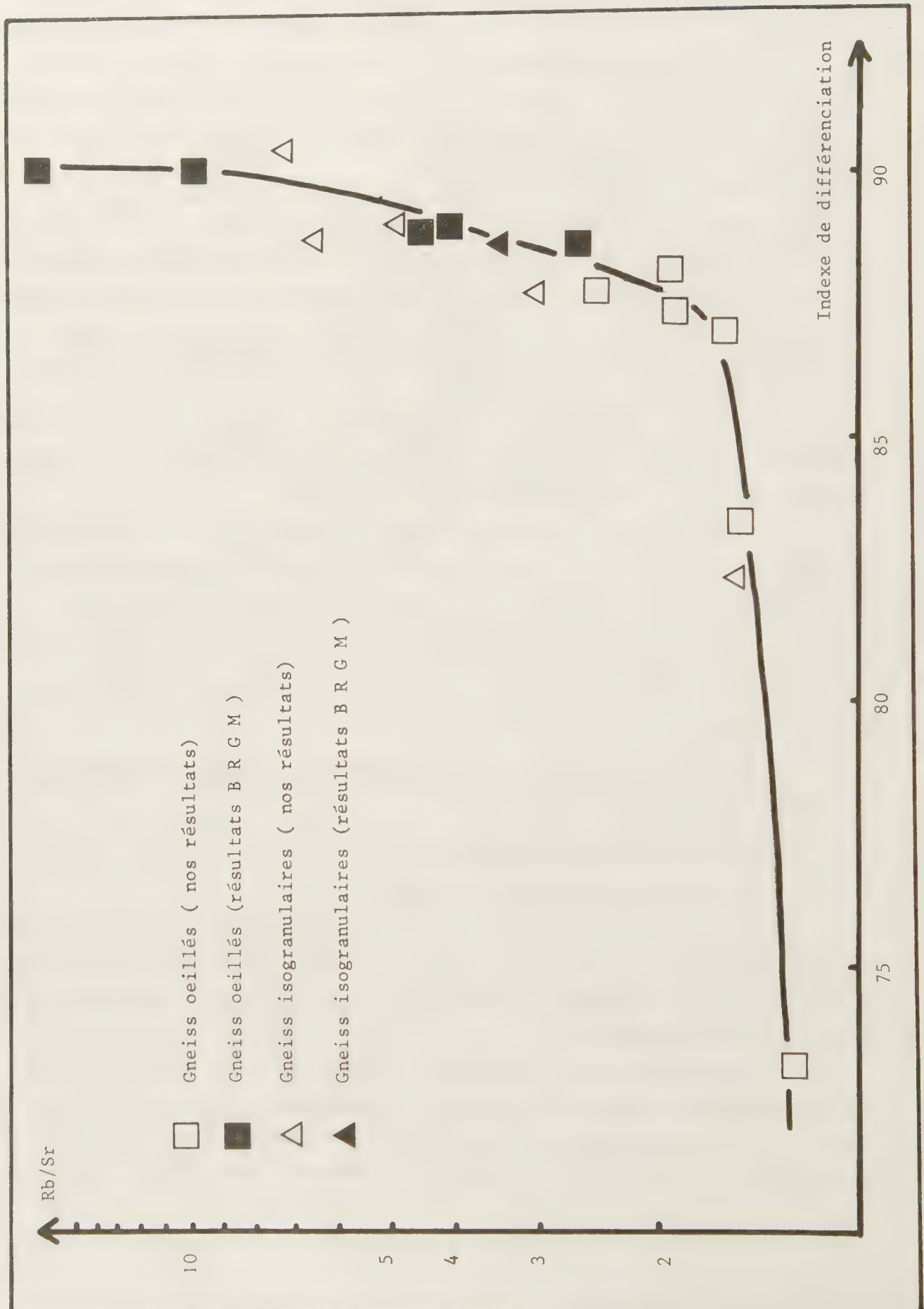
2) Résultats de l'étude radiométrique

a) - Les gneiss ocellés à 2 micas

Ces roches ont généralement une structure amygdalo-rubanée planaire marquée, qui dérive par écrasement d'une structure porphyroïde. Un autre faciès à structure presque équante, peu développé, forme des massifs disséminés au sein des gneiss amygdalaires.

Les mégacristsaux feldspathiques perthitiques sont maclés Carlsbad avec de nombreuses veinules de microcline qui semblent cicatriser les fractures. Les yeux se granulent, s'aplatissent et acquièrent ainsi une forme lenticulaire. La matrice est principalement quartzo-feldspathique, oligoclase

Figure 16 : Diagramme Rb/Sr, index de différenciation.



(An 16-20), biotite brun rouge, muscovite en lames déchiquetées, grenat, apatite, zircon.

L'étude radiométrique Rb-Sr de ce faciès a été effectuée sur 7 échantillons volumineux (15 à 30 kg) pour tenir compte des observations de Lamphère et al (1964) (ouverture éventuelle des milieux roches totales à l'échelle de petits volumes). Ces sept échantillons prélevés sur l'ensemble du massif déterminent une isochrone dont les caractéristiques sont $T = 514 \pm 24$ M.A. et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7036$ (fig.17). La biotite d'un échantillon fournit un âge conventionnel Biotite- Roche totale de 340 M.A.

b) Les gneiss isogranulaires à 2 micas

Ils constituent la majorité des affleurements quartzofeldspathiques du Thaurion et semblent englober les autres types (oeillés et fins); les gneiss oeillés forment en effet en leur sein, des massifs isolés. Par leurs caractères, certains faciès semblent dériver du faciès oeillé par une granulation complète des porphyroblastes, ou par la présence de rares yeux; d'autres plus fins semblent plus proches des gneiss fins sans toutefois montrer la présence de lépidomélane. Le faciès type de la carrière de Nouaillas (Ambazac 1/50 000) près d'Ambazac, où a été effectuée l'étude isotopique est une roche leucocrate, mais avec quelques variations de la grosseur du grain et de la foliations. La structure est granoblastique soit homogène et équigranulaire soit hétérogène avec lits micacés. Ces roches sont constituées par du quartz, microcline abondant, oligoclase (An 20-22) biotite, muscovite, apatite, zircon et rares grenats.

Les 6 échantillons analysés (10 à 13 kg) déterminent une isochrone (fig.18) dont la pente fournit un âge de 503 ± 12 M.A., avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7065$.

La biotite d'un échantillon de ces gneiss isogranulaires provenant de la carrière du Troc (près de Limoges) donne un âge conventionnel Rb-Sr de 330 M.A. (avec $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,705$) ou 325 M.A. (avec $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,715$).

c) Les gneiss fins (leptynites)

Ces roches massives et sombres sont caractérisées par l'association de biotite brun vert type lépidomélane avec éventuellement une hornblende à tendance sodique (ferro hastingsite). Ces deux minéraux ont été analysés à la microsonde électronique (noticefeuille Ambazac) - et par l'absence de muscovite. Ces gneiss forment, au milieu des deux unités précédentes un niveau presque constant depuis le granite d'Auriat à l'est jusqu'à St Martin Teressus à l'Ouest, soit sur 22 km environ. Plus à l'Ouest on les retrouve en lentille au sud d'Ambazac.

Figure 17 : Isochrone de roches totales des orthogneiss ocellés
à deux micas du Thaurion.

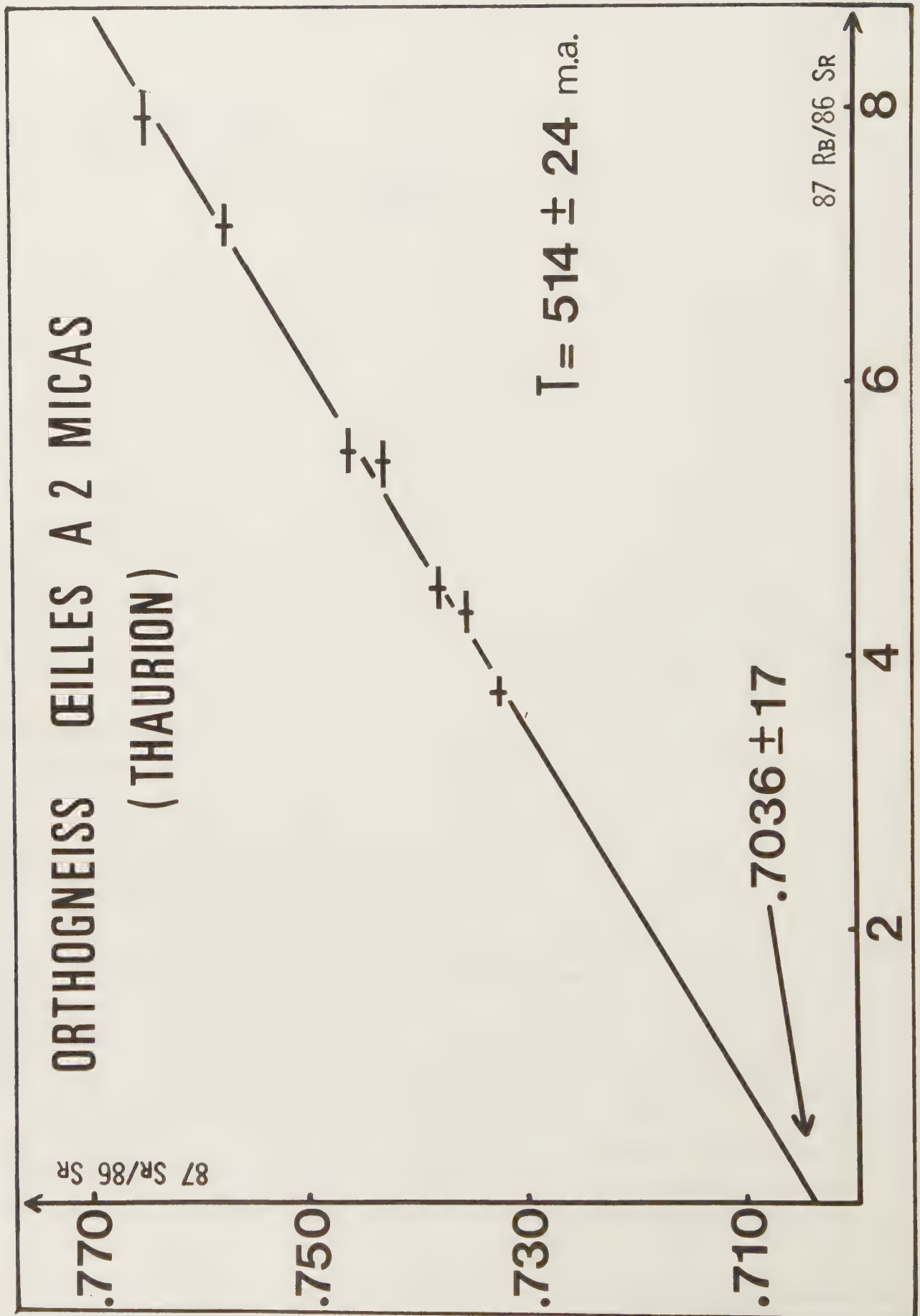


Figure 18 : Isochrone de roches totales des orthogneiss isogranulaires à 2 micas du Thaurion.

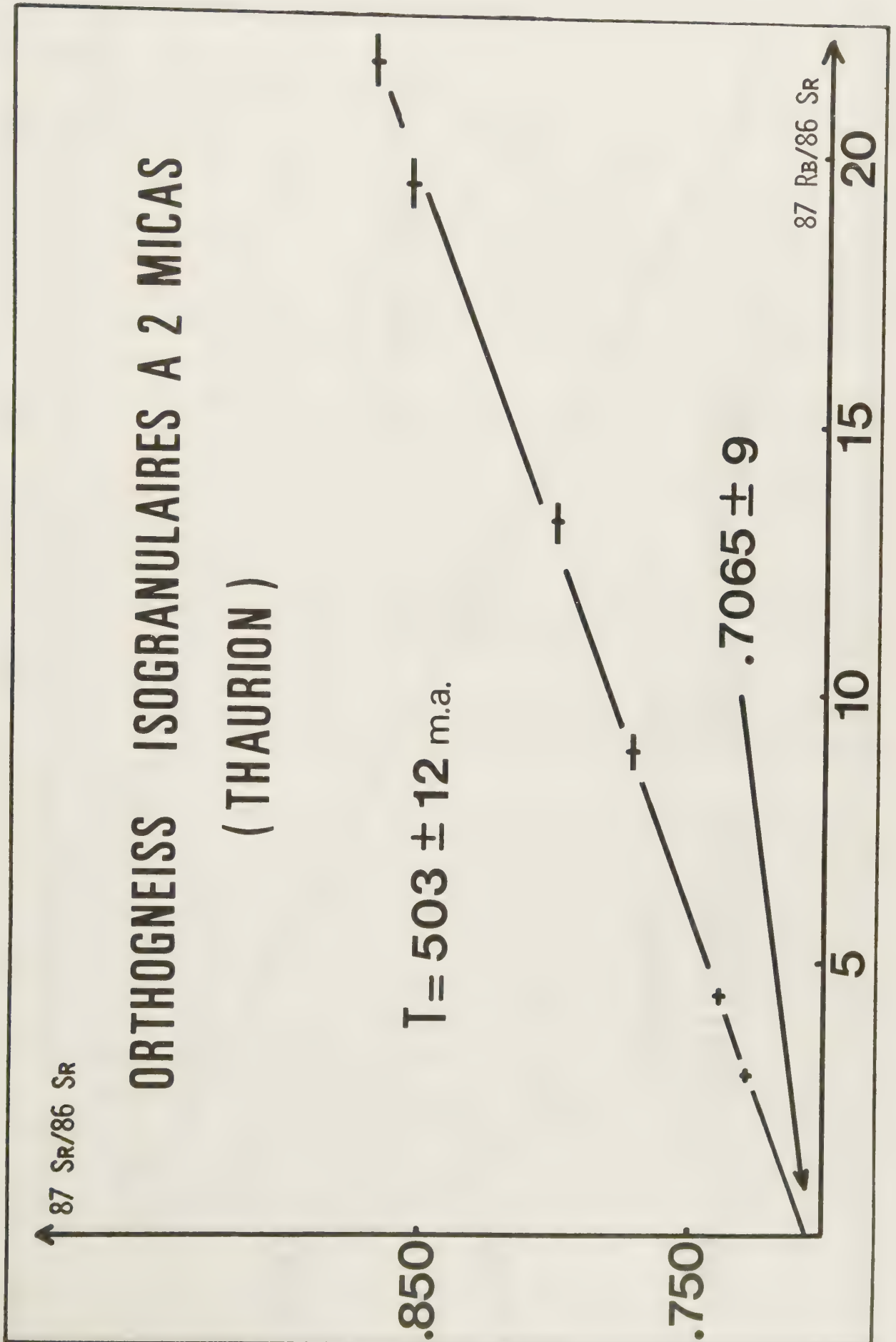
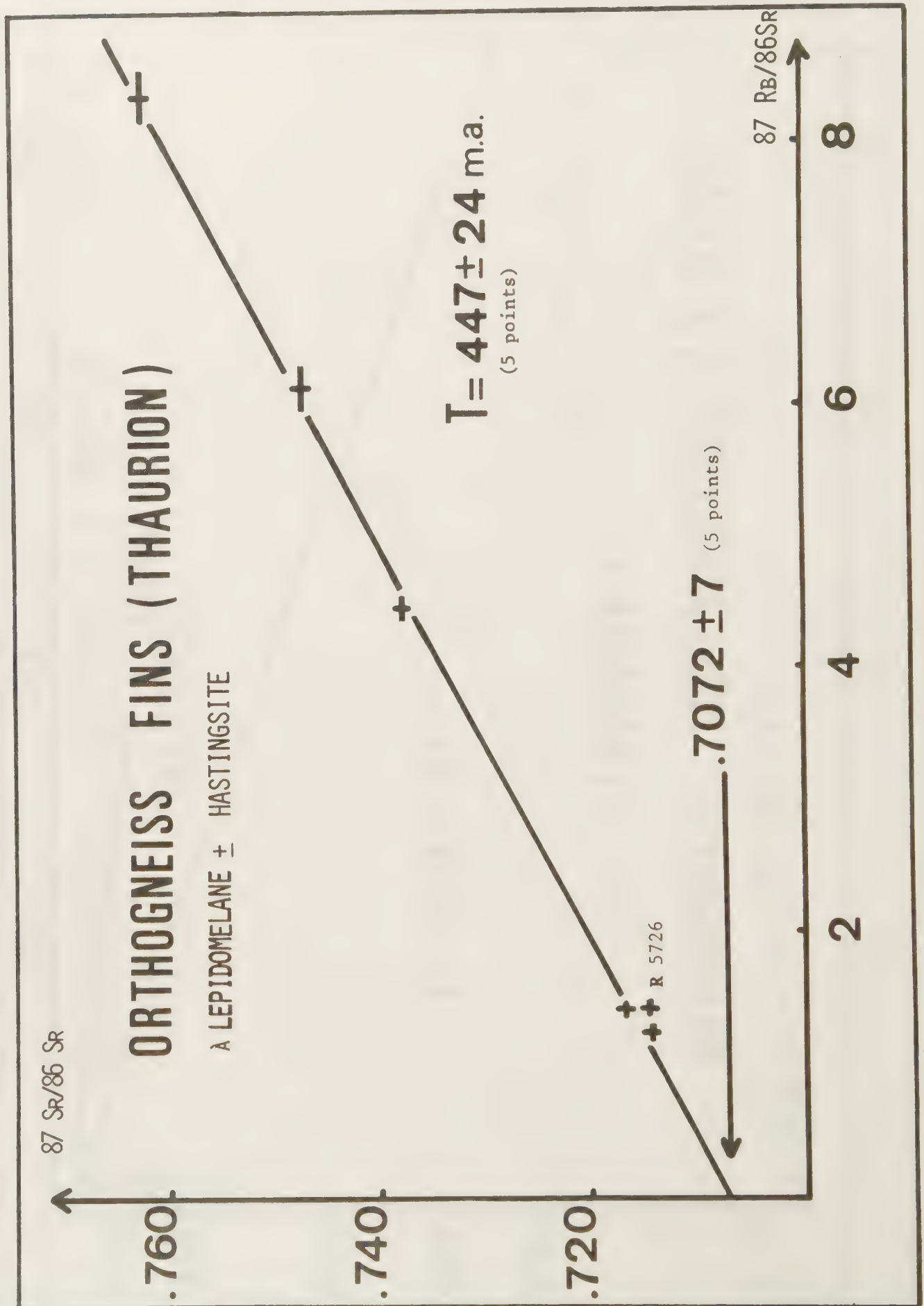


Figure 19 : Isochrone des roches totales des gneiss fins (leptynites) du Thaurion.



La structure est granoblastique fine, très homogène sans variation structurale. Les constituants sont : quartz abondant, microcline quadrillé, oligoclase (An 20-30), biotite en finespaillettes associée ou non à l'hastingsite, grenat, apatite, zircon.

L'étude isotopique a été effectuée sur les échantillons à lépidomélane et hastingsite prélevés à la carrière de la Maligne - Orgnac (Bourganeuf 1/50 000) et dans la tranchée SNCF près de Nouaillas (Ambazac 1/50 000).

Il s'agit de la même formation, mais les roches de la Maligne de grain moyen à fin ont un caractère quartzofeldspathique très accusé, la biotite et la hornblende sont rares; alors que les autres échantillons à grain fin sont beaucoup plus riches en ferro magnésiens. Sur les 6 échantillons de roches totales analysés, 5 s'alignent et déterminent une isochrone dont l'âge est de 447 ± 12 M.A. avec $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7072$ (Fig.19).

L'échantillon R 5726 situé sous l'isochrone ne présente aucune particularité pétrographique qui permette d'expliquer sa position.

Il est intéressant de remarquer que les échantillons à bas rapport Rb/Sr correspondent à ceux prélevés dans la carrière de la Maligne, où biotite et hornblende sont rares.

Dans un échantillon de cette carrière, la ferro-hastingsite et le lépidomélane ont été étudiés par la méthode K/Ar (C.Lay inédit). Les âges communiqués par A.Autran sont de 335 M.A. pour la biotite et de 350 M.A. pour l'amphibole.

3) Interprétation des résultats

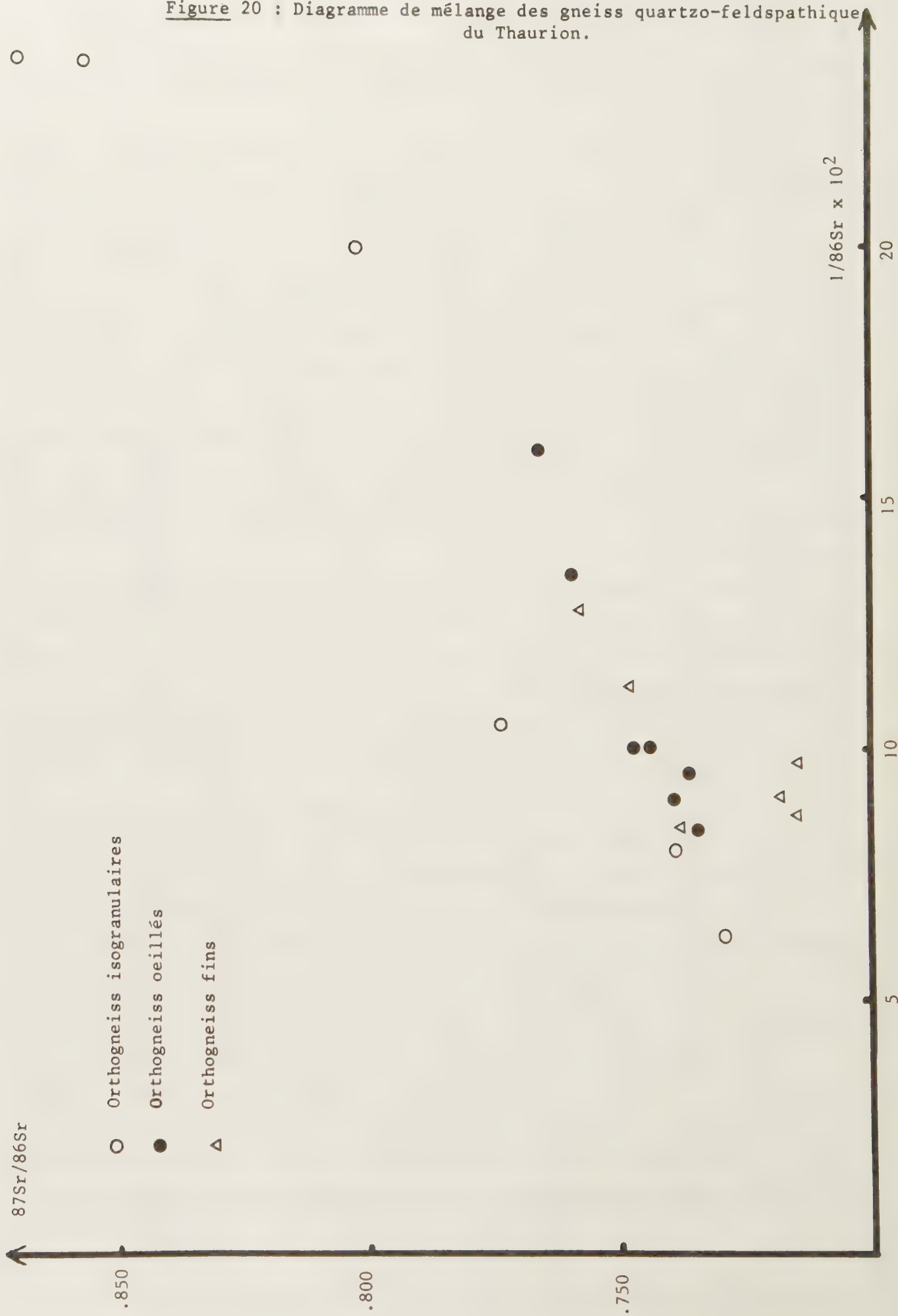
Aucune droite de mélange n'étant mise en évidence dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $1/^{86}\text{Sr}$, (fig.20) les droites obtenues dans le diagramme de Nicolaysen sont des isochrones.

Les âges obtenus à partir de ces isochrones de roches totales sur ces métagranites peuvent correspondre soit à l'âge de mise en place des granites, soit à l'âge du métamorphisme mésozonal qui s'y est exercé.

La première hypothèse est la plus logique car les échantillons sont indemnes d'anatexie, et le métamorphisme a un âge beaucoup plus récent (voir parag. B ci-dessous). Les valeurs des rapports initiaux du strontium (0,7036 pour le faciès oeillés et 0,7065 pour le faciès isogranulaire) sont compatibles avec cette hypothèse de mise en place de granites au Cambro-Ordovicien.

Les gneiss fins à lépidomélane et hastingsite ne s'intègrent pas à cet ensemble. Ce sont des granites ou des microgranites plus sodiques, dont la mise en place date de l'Ordovicien moyen (450 M.A.). Les valeurs des rapports initiaux du strontium (entre 0,7036 et 0,7072) montrent qu'une origine purement mantélique doit être exclue pour ces granites, sauf pour les gneiss oeillés.

Figure 20 : Diagramme de mélange des gneiss quartzo-feldspathique du Thaurion.



Les quelques minéraux analysés fournissent des âges conventionnels compris entre 350 M.A. (Hb, K/Ar) et 330 M.A. (B, K/Ar ou Rb/Sr).

Ces âges indiquent que le bâti limousin était refroidi en dessous de 400°C (seuil de fermeture des hornblendes vis-à-vis de l'argon radiogénique) à la fin du Dévonien (350 M.A.) et que les 300°C environ (seuil de fermeture des biotites vis-à-vis du strontium radiogénique et de l'argon radiogénique) ont été atteints à la fin du Viséen .

Le métamorphisme général, responsable de l'orthogneissification de ces granites est donc sûrement anté-Namurien et vraisemblablement ante-Carbonifère comme nous allons le voir ci-dessous.

(B) LES DIATEXITES DU THAURION

Les résultats radiométriques de Cantagrel (1973) ont montré que le métamorphisme majeur, en Limousin, était terminé vers 350 M.A. Ceux obtenus par Bernard-Griffiths en 1973 et 1974 ont confirmé cet âge et ont montré que ce métamorphisme était post 420 M.A. Ces résultats ainsi que les miens nous avaient permis d'écrire en 1974 que "the metamorphism is located between 420 and 380 m.y." (Bernard-Griffiths et al 1974).

Parallèlement la découverte de Conodontes en Bas Limousin d'âge Silurien supérieur à Dévonien inf. (Guillot et al. 1975) et les travaux d'Autran et Guillot (1974) montraient que ce métamorphisme barrovien s'intégrait dans ces limites; mais que en Haut Limousin il se poursuivait après la phase de plissement P_2 pour atteindre l'anatexie.

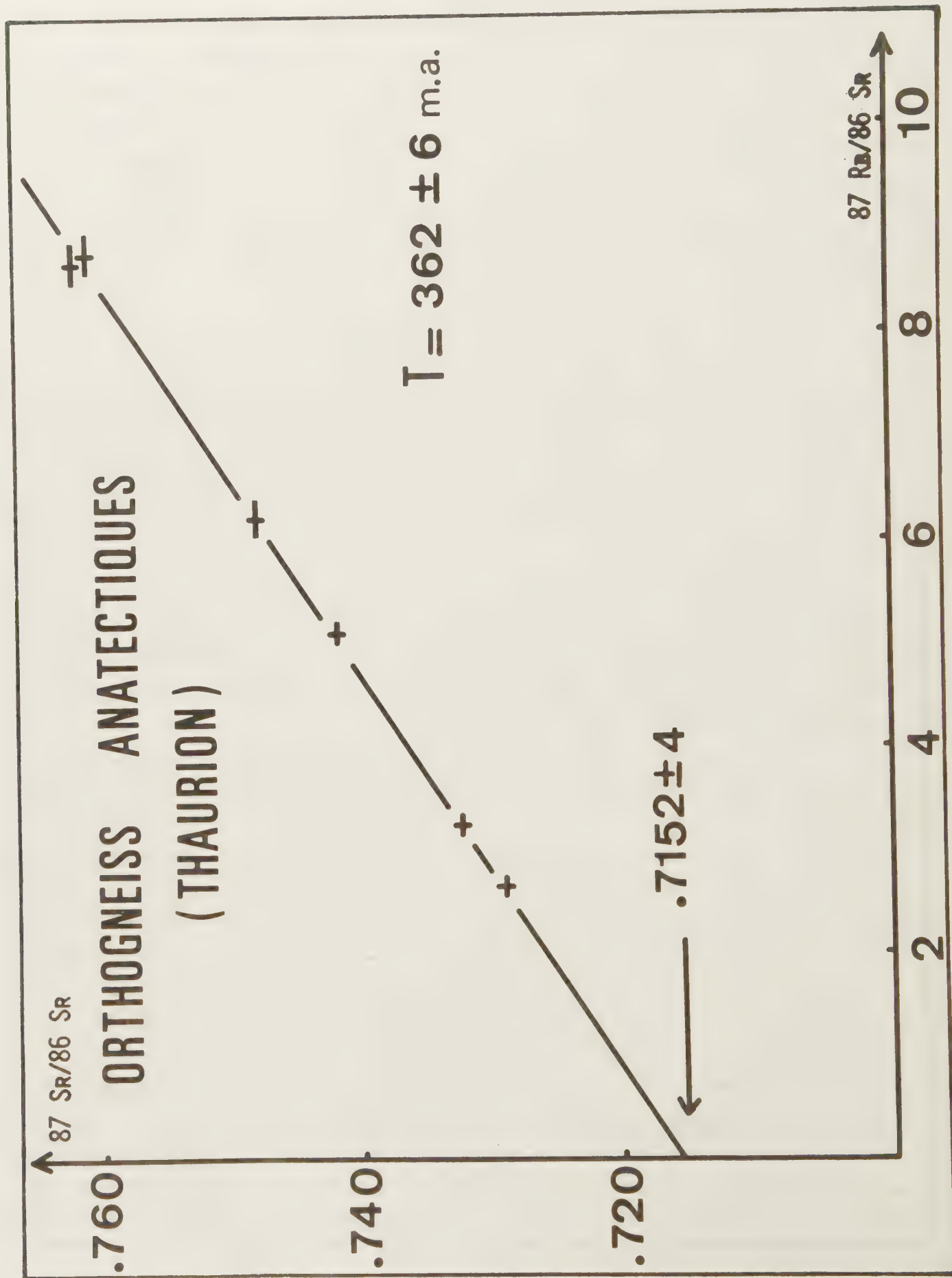
Enfin en 1975 Bernard Griffiths, dans son étude radiométrique sur le Bas Limousin, conclut que le métamorphisme et intradévonien entre 400-390 MA et 360-350 M.A.

La présence en Haut Limousin de zones anatectiques dans les métagranites dont nous venons de fixer la mise en place au Cambro Ordovicien, doit donc permettre de caler avec précision l'âge de l'intensité maximum de ce métamorphisme, puisque l'anatexie peut réhomogénéiser complètement les roches totales.

Les échantillons ont été prélevés grâce aux indications et à la collaboration de A. Autran et J. Chantraine (B.R.G.M.) sur la carte 1/50 000 Ambazac, soit dans l'arc du Thaurion proprement dit (n°s 5709-5710 et 6111) où les zones très anatectiques sont rares, soit plus à l'Ouest dans les migmatites d'Oradour sur Glane où ces formations sont intensément anatectiques.

Ces roches présentent un aspect soit hétérogène où la partie granitique est encore séparée par des lits micacés, avec quelquefois de la sillimanite; soit très homogène avec un grain grossier, sans foliation, ce sont alors des granitoïdes

Figure 21 : Isochrone de roches totales des diatexites du Thaurion.



Seuls ces derniers, qui sont des diatexites (Mehnert, 1968) ont été prélevés pour l'étude radiométrique.

La nature quartzo feldspathique de ces roches, l'absence de cordiérite, la rareté de la sillimanite et les caractères chimiques (résultats en annexe) montrent qu'elles dérivent des formations du Thaurion ou de formations semblables.

Les 6 échantillons analysés (entre 8 et 17 kg) déterminent une isochrone dont les caractéristiques sont $T = 362 \pm 6$ M.A. et $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i = 0,7152$ (fig.21).

Cet âge Dévonien moyen correspond à l'anatexie, donc à l'intensité maximum du métamorphisme en Haut Limousin. Cette mesure directe du métamorphisme confirme et précise les résultats radiométriques antérieurs et est en parfait accord avec les observations géologiques classiques.

(C) LES AUTRES FORMATIONS QUARTZO-FELDSPATHIQUES

1) LES "MIGMATITES" DE LANNEAU: GEOLOGIE, RESULTATS RADIOMETRIQUES

Située à l'ouest de la faille de Nantiat, cette formation qui couvre une superficie de 200 km² environ en Basse Marche, forme une bande Nord Sud depuis les gneiss à cordiérite de Magnac-Laval jusqu'au granite de Vaulry-Cieux.

Pour Chenevoy (1958) et Anthonioz (1961) ces roches se sont formées à partir de la série volcano-sédimentaire, principalement par métasomatose potassique, les leptynites de Nouaillas (gneiss isogranulaires du Thaurion) représentant le type de roche mère (Chenevoy 1958),

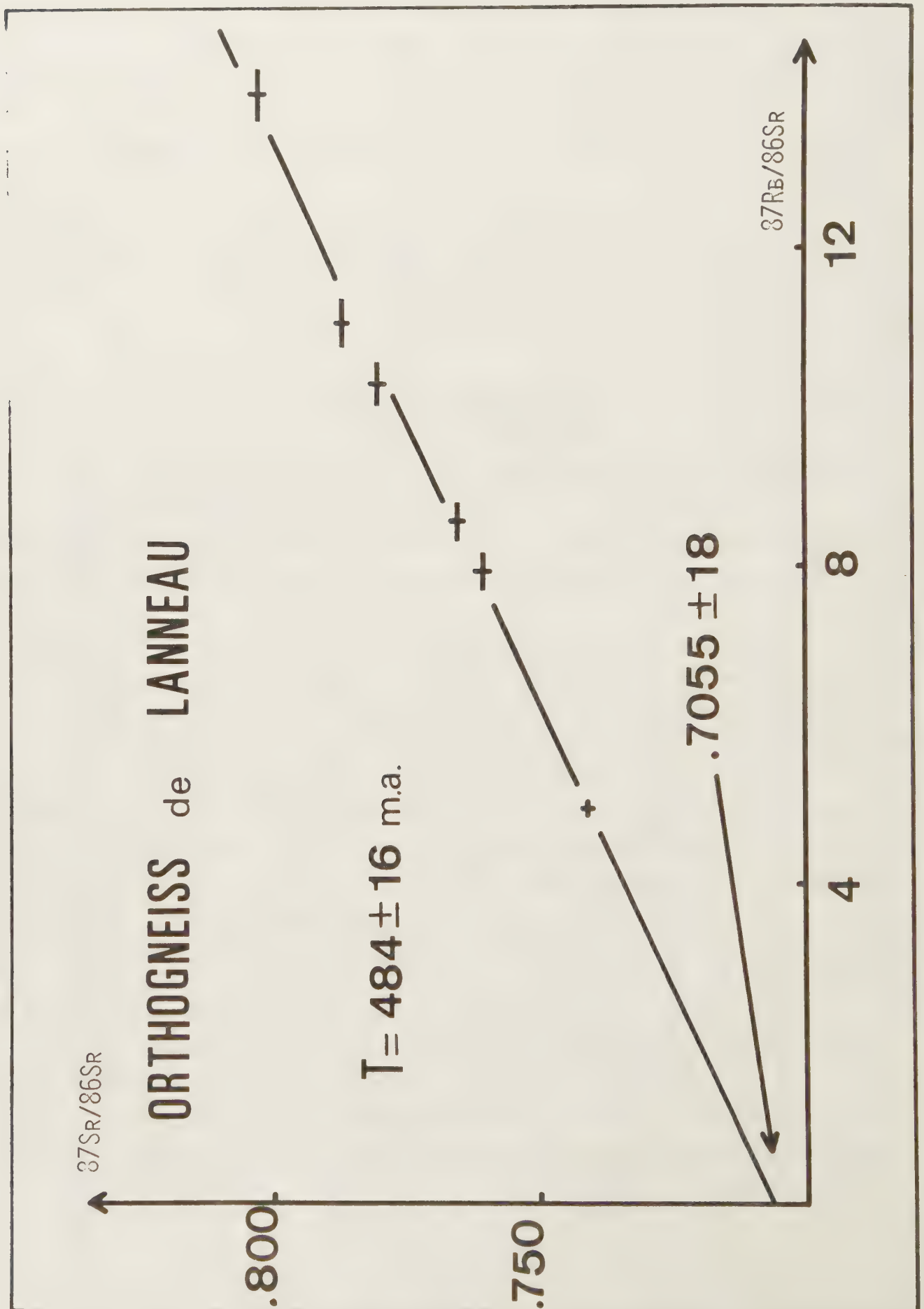
Les récentes études pétrographiques et chimiques montrent que les "migmatites" de Lanneau sont en réalité très proches de ces gneiss isogranulaires du Thaurion, la métasomatose potassique, en particulier semble très faible (J.Mergoil 1970) ou même inexistante.

Les "migmatites" de Lanneau sont donc, comme les gneiss isogranulaires du Thaurion que nous venons d'étudier des orthogneiss granitiques (Burnol 1974 - Autran 1974).

Les échantillons (20 kg environ) ont été prélevés dans la carrière du moulin de Lanneau, au NW de Peyrat de Bellac (Confolens 1/80 000).

Il s'agit d'une roche grenue, leucocrate et à grain moyen ; foliation et linéation sont nettes. La composition minéralogique comprend: quartz, feldspath potassique moiré abondant, oligoclase An₁₄, biotite, muscovite, apatite, zircon, sphène.

Figure 22 : Isochrone de roches totales des "migmatites" de Lanneau.



Dans certaines zones, non prélevées, on note l'apparition de faciès nébulitiques où les lits micacés se contournent et se morcellent ; paléosome et néosome s'individualisent, on a alors de véritables métatexites.

L'isochrone obtenue à partir de 6 échantillons fournit un âge de 484 ± 16 M.A. avec un rapport initial du strontium $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7055 \pm 0,0018$ (fig.22) . La biotite et la muscovite d'un échantillon donnent respectivement les âges conventionnels de 325 et 365 M.A. (avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,705$) ou 322 et 360 M.A. (avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,715$).

2) LEPTYNITES DU MASSIF DE CHATEAUNEUF

Ce "massif embréchitique" de Chateauneuf-la-Forêt (Chenevoy 1958) forme une bande Nord Sud d'environ 40 km depuis Bourgneuf jusqu'à la Croisille. Dans sa zone médiane, entre la dislocation d'Argentat à l'Est et les gneiss à cordiérite à l'Ouest, ces "leptynites anatexiques" (J.Mergoïl 1970) affleurent à la carrière du Martineix près du village de Fleix (Limoges 1/80 000).

Pour tous les auteurs, ce massif représente la continuation des formations du Thaurion au-delà du granite d'Auriat. L'aspect général, les compositions minéralogiques et chimiques de ces roches sont très voisines de celles des migmatites de Lanneau, mais le grain plus fin et la présence de biotite vert-brun les rapprochent des gneiss fins du Thaurion.

Dans la carrière du Martineix où de nombreuses zones faillées sont visibles, nous avons prélevé, en plus des faciès normaux, des échantillons dans ces zones. Ceux-ci présentent des traces de recristallisation, l'ensemble est cataclastique avec quartz à extinction roulante, feldspaths cassés, biotites déchiquetées et altérées ; ces phénomènes sont moins nets pour l'échantillon 4397.

Cinq échantillons normaux déterminent une droite dont l'âge est de 467 ± 21 M.A. avec un strontium initial de $0,7299 \pm 0,0004$ (fig.23).

Les quatre échantillons cataclasés s'alignent et fournissent un âge de 285 ± 20 M.A. avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,743 \pm 0,003$.

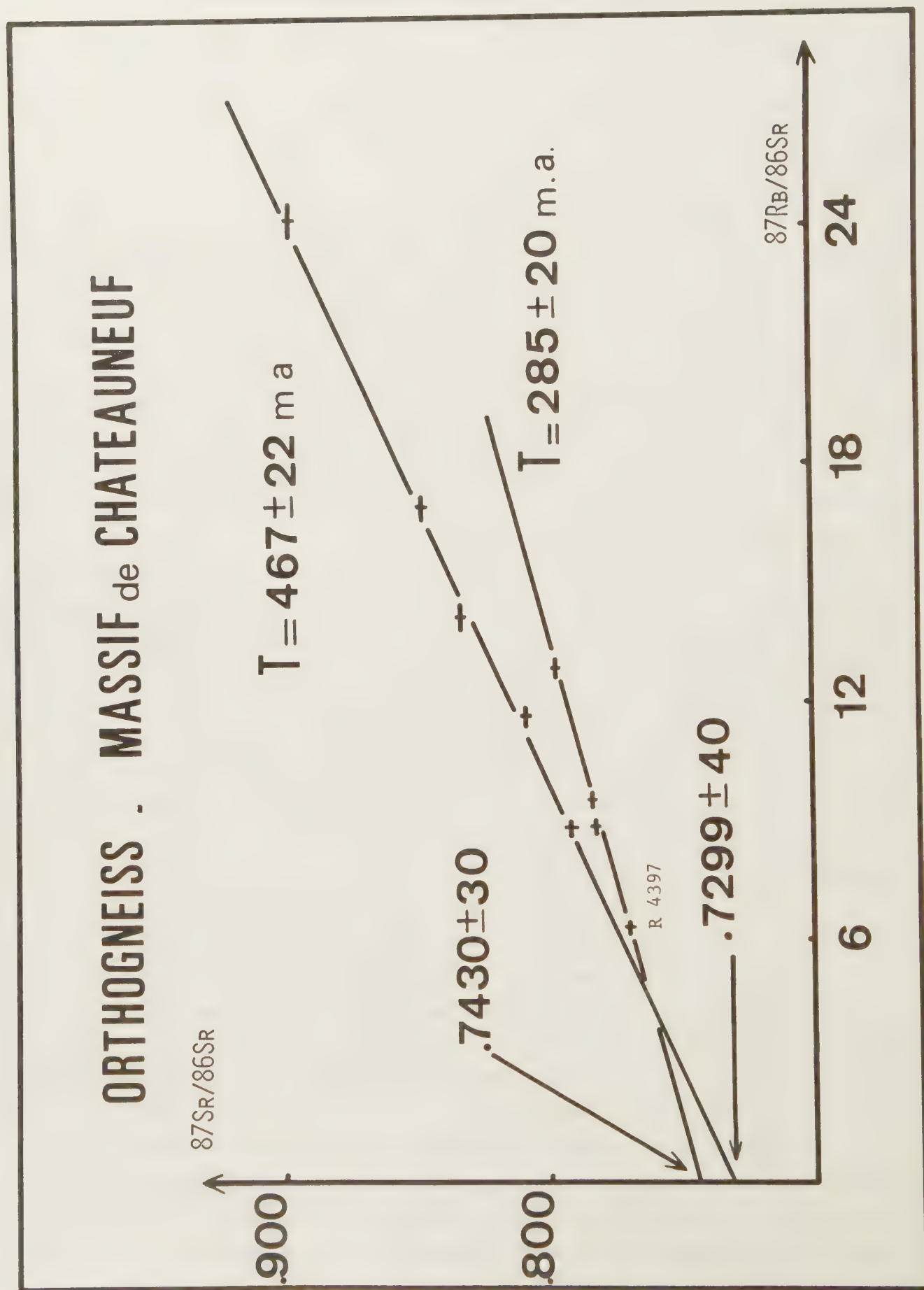
3) LEPTYNITES DE L'ARC DE MEUZAC

Situé au sud du Haut Limousin, l'arc de Meuzac s'étend d'Ouest en Est sur 40 km entre la Roche l'Abeille et la faille d'Argentat.

La carrière de Meuzac où les prélèvements ont été effectués pour l'étude radiométrique montre une roche massive de couleur rose, leucocrate à grain moyen. La schistosité frustre et régulière est soulignée par la biotite. La structure est granoblastique avec quartz, feldspath potassique moiré, oligoclase, biotite, apatite et zircon.

Afin de mieux cerner l'origine de ces leptynites (volcanites selon M.Chenevoy (1958) ou granitique par comparaison avec les gneiss fins du Thaurion), douze analyses chimiques (résultats en annexe) ont été effectués. Les résultats sont reportés ci-dessous dans les diagramme de de la Roche afin de les comparer avec les leptynites du Thaurion.

Figure 23 : Isochrones de roches totales des leptynites du massif de Châteauneuf-la-Forêt.



Ces roches sont dans l'ensemble plus siliceuses que celles du Thaurion et dans le diagramme $Q - f(A)$ - fig.24) - elles s'écartent du domaine des granites communs où elles sont enracinées, en ayant une tendance vers le domaine des roches sédimentaires.



Figure 24 : Diagramme $Q = f(A)$. Comparaison entre les leptynites de Meuzac et les orthogneiss du Thaurion (voir fig.14).

1 à 8 : voir légende figure 14.

9 : Leptynites de Meuzac.

Dans le diagramme des alcalins (Fig.25) les leptynites de Meuzac sont nettement situées dans le domaine des granites communs avec une tendance sodique nette (pôle NW) ce qui indique une origine ignée.



Figure 25 : Diagramme $Al/3-K$, $Al/3-Na$. Comparaison entre les leptynites de Meuzac et les orthogneiss du Thaurion (voir Fig.15).

1 à 8 : voir légende figure 15.

9 : Leptynites de Meuzac.

Ces roches peuvent donc représenter des volcanites acides à tendance sodique, peut être des rhyolites ou bien une roche microgrenue de type granite alcalin sodique à faciès subvolcanique. Cette interprétation rejoint celle proposée pour les leptynites (gneiss fins) du Thaurion (de la Roche et al.1974), et doit être comparée avec les résultats de Mouthier (1976) obtenus sur l'arc leptynique de la région de Chateauneuf-la-Forêt situé à 15-20 km au N.E. de Meuzac. Pour Mouthier l'essentiel de l'arc est constitué de granitoïdes variés dont des granites sodiques à amphibole en massifs subvolcaniques.

L'origine granitique de ces leptynites est donc vraisemblable.

Les sept échantillons analysés - entre 8 et 12 kg - s'alignent et déterminent une droite dont la pente correspond à un âge de 433 ± 9 M.A. avec un rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7098 \pm 0,0006$ (fig.26).

4) METAGRANITES DE L'ARC DE CHATEAUNEUF

Au Nord de Meilhards, plusieurs petits massifs de métagranites ont été mis en évidence. L'un de ceux-ci, l'orthogneiss de la Nouaille (25 km au nord de Meilhards, Limoges 1/80 000) est en contact franc avec des micaschistes dont il contient des enclaves (Chenevoy et Piboule, 1974).

Ce métagranite est décrit "comme intrusif dans des schistes cristallins que l'on peut rapporter au Noyau arverne, et recristallisé comme son environnement, par un métamorphisme second de caractère mésozonal".

Nous avons donc ici, selon ces auteurs, la preuve de l'existence de deux métamorphismes, c'est la seule région du Limousin où ces deux événements sont mis en évidence.

La position de ce métagranite est donc différente de celle des orthogneiss du Thaurion dont l'encaissant est sans trace nette de polymétamorphisme (de la Roche et al, 1974). Son étude radiométrique doit donc permettre de caler l'âge du métamorphisme ancien ; le second correspondant vraisemblablement au métamorphisme intradévonien. Malheureusement l'affleurement type du village de la Nouaille est très altéré, et nous avons analysé, en connaissance de cause, des échantillons eux aussi assez altérés provenant d'une tranchée taillée lors de l'adduction d'eau.

Les cinq échantillons ne s'alignent pas (fig.27) ; l'isochrone des orthogneiss ocellés du Thaurion est donnée comme référence.

5) Interprétation des résultats

Les âges suivants ont donc été obtenus sur diverses formations quartzofeldspathiques du Limousin par isochrones de roches totales :

- Migmatites de Lanneau 484 M.A. , $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7055$
- Leptynites de Châteauneuf 467 M.A., $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7299$
et 285 M.A., $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7430$
- Leptynites de Meuzac 433 M.A., $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7098$.

Figure 26 : Isochrone de roches totales des leptynites de L'Arc de Meuzac.

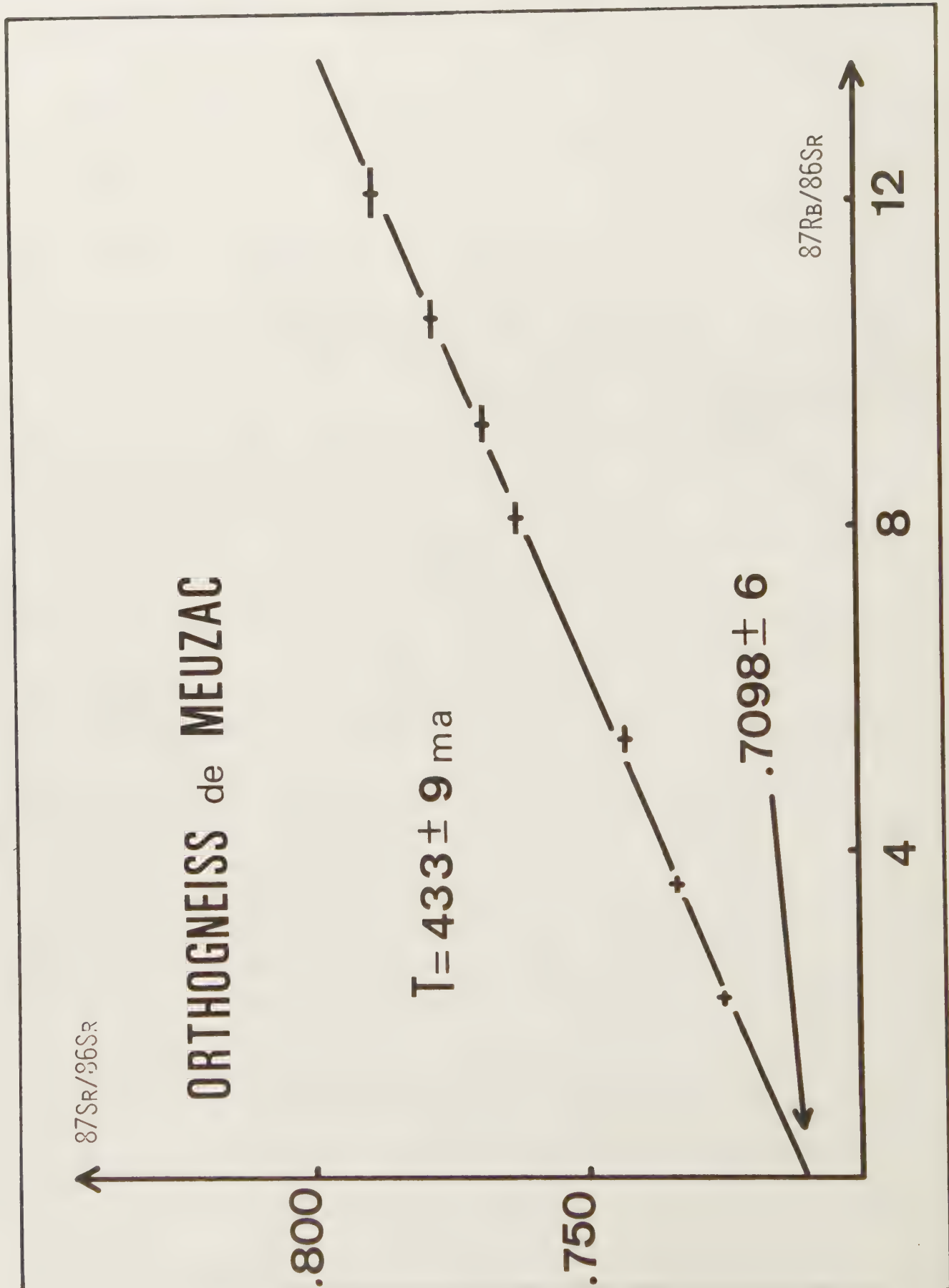
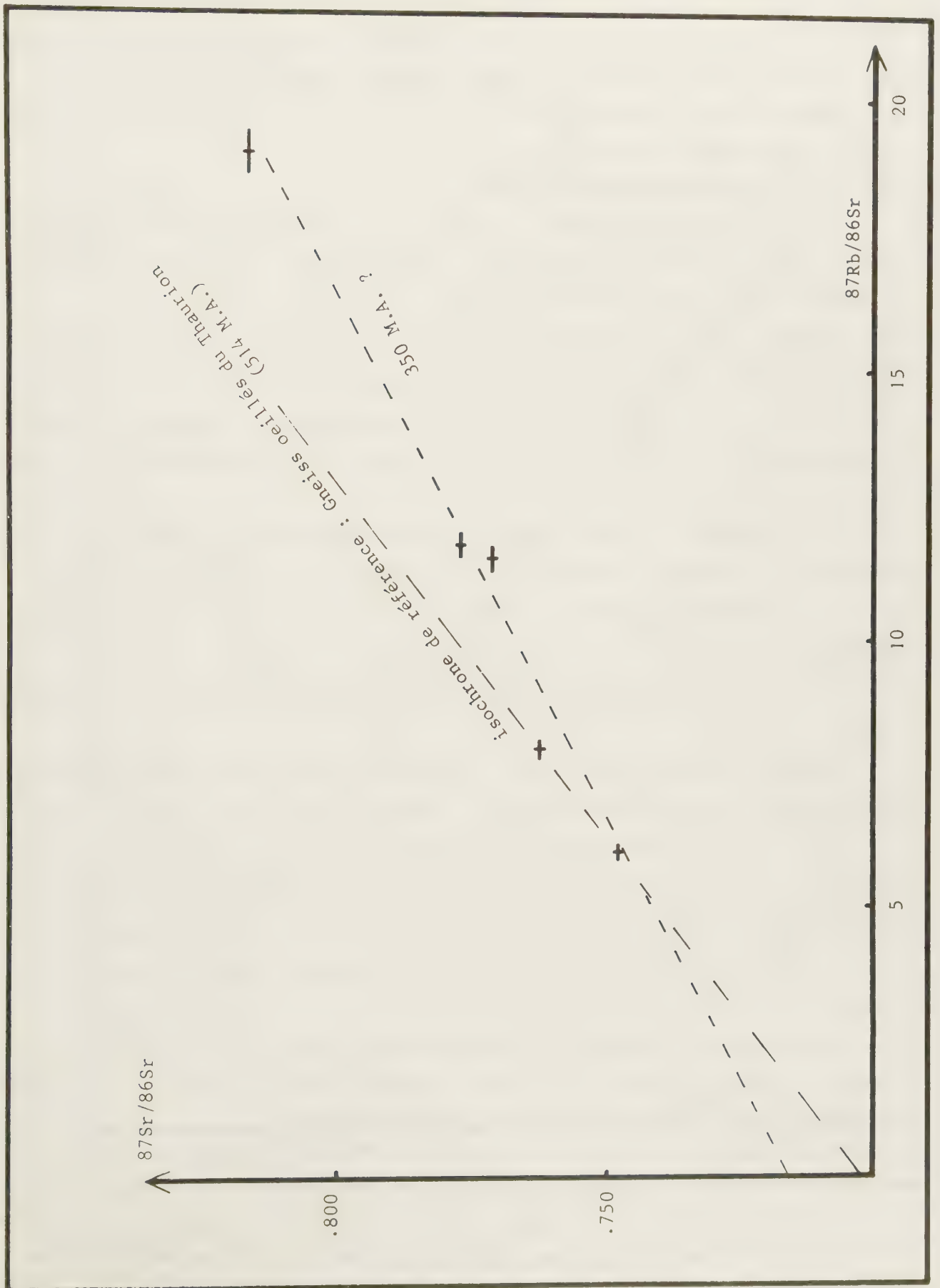


Figure 27 : Diagramme isochrone du métagranite de la Nouaille
(acr de Châteauneuf-la-Forêt)



Si pour les migmatites de Lanneau, le diagramme de mélange $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 1/86\text{Sr}$ ne met pas en évidence de droite, il n'en est pas de même pour les autres formations (fig.28 et 29) où une figure de mélange existe.

Pour les migmatites de Lanneau, la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est donc une isochrone ; ces granites se sont mis en place à l'Ordovicien inférieur vers 485 M.A. La valeur du rapport initial du strontium 0,7055 est compatible avec cette hypothèse. Ce résultat est en accord avec ceux obtenus sur les roches similaires du Thaurion.

a) Leptynites de Châteauneuf

Le diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 1/86\text{Sr}$ met en évidence une nette corrélation linéaire (fig.28) pour les points qui s'alignent dans le diagramme de Nicolaysen selon une droite dont la **pente** correspond à un âge de 467 M.A.

Cet alignement dans le diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 1/86\text{Sr}$ montre l'existence d'un mélange binaire qui semble confirmé par la valeur élevée du rapport initial du strontium (0,7299) dans le diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 87\text{Rb}/86\text{Sr}$.

S'il n'y a pas eu homogénéisation isotopique du strontium au moment ou postérieurement à ce mélange, la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est une fausse isochrone.

Cependant, ces leptynites, par leurs caractères pétrographiques et chimiques se rattachent aux gneiss fins du Thaurion et représentent donc d'anciens granites. L'âge de 467 M.A. est en accord avec celui de 450 MA obtenu sur ces gneiss fins. Nous pensons qu'il correspond à la mise en place du corps granitique et qu'après le mélange il y a eu homogénéisation isotopique du strontium.

La valeur élevée du rapport initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ peut être expliquée comme suit :

. La migration de strontium à partir des roches encaissantes, dans le granite, par métasomatose lors du métamorphisme peut expliquer cette valeur élevée (Wasserburg et al 1964). On ne comprend pas alors pourquoi les roches similaires du Thaurion situées à quelques kilomètres n'auraient pas été également affectées. De plus si cette métasomatose avait existé, le fait que les points soient restés alignés dans le diagramme de Nicolaysen après celle-ci, nécessite que le même pourcentage de Sr ait été ajouté à chaque échantillon. Il est difficile de concevoir ce phénomène.

. Le magma initial provient d'un vieux matériel crustal. Si l'on admet pour la croûte une valeur moyenne de 0,2 pour le rapport Rb/Sr la valeur de 0,730 nécessite la fusion d'une croûte de 3 milliards d'années environ.

. Dernière hypothèse qui me semble la plus plausible. Le magma granitique provient du manteau ou de la base de la croûte avec un rapport isotopique de l'ordre de 0,704 - 0,707 (comme pour les roches similaires du Thaurion), puis il a été contaminé - d'où la figure de mélange - pendant sa mise en place par du strontium radiogénique, alors que les formations du Thaurion ne l'ont pas été.

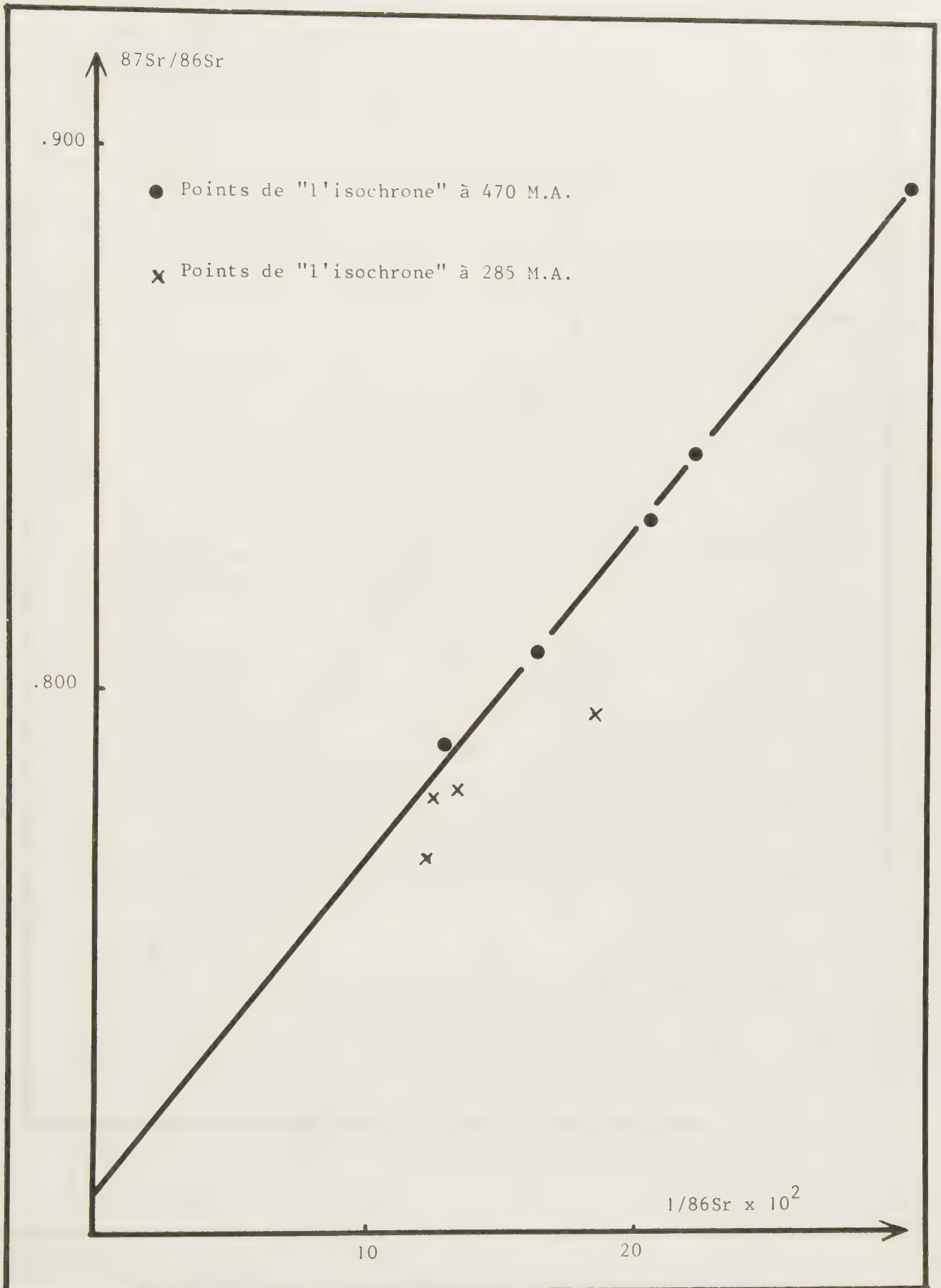


Figure 28 : Diagramme de mélange - Leptynites du Massif de
Châteauneuf-la-Forêt

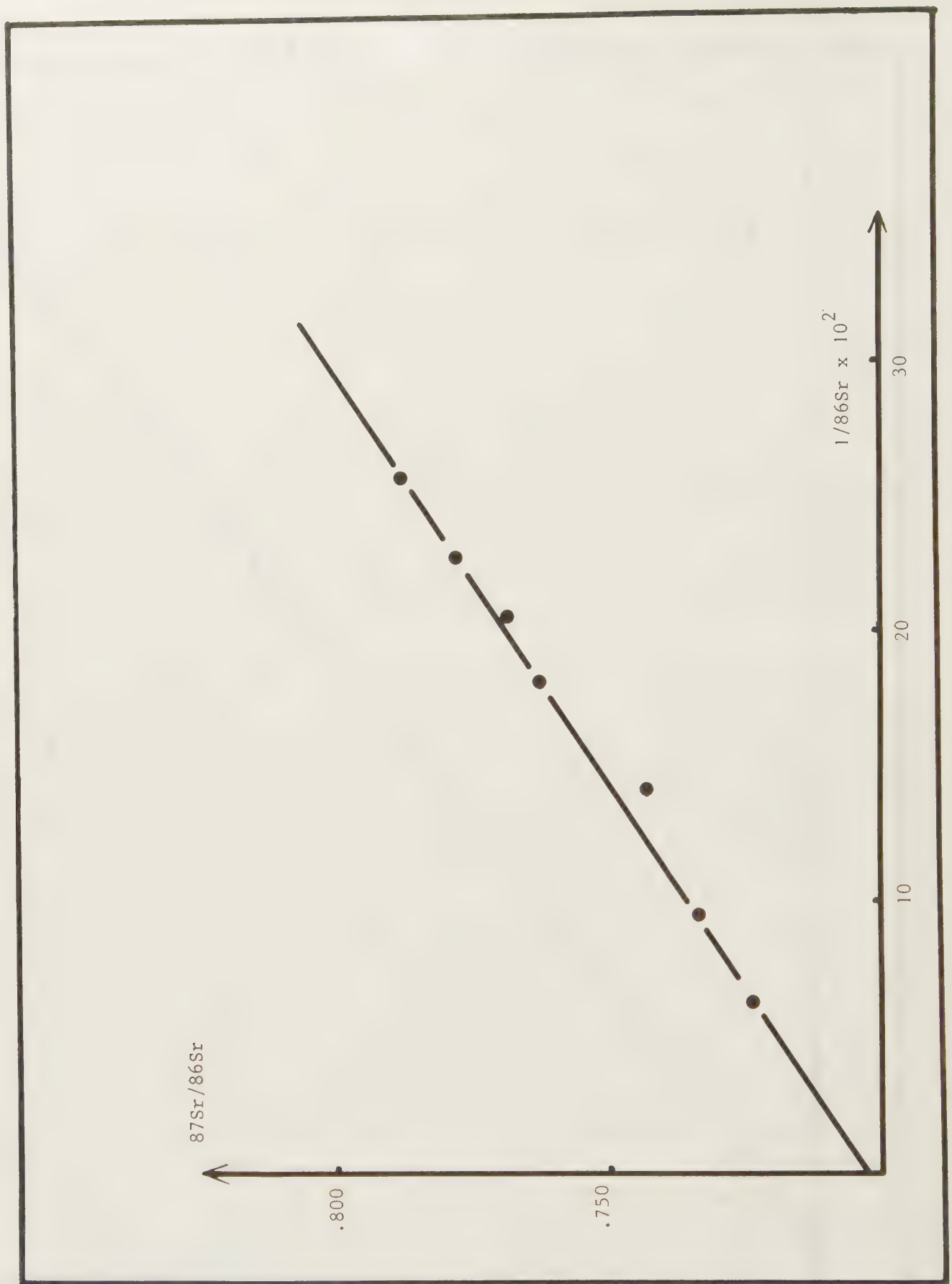


Figure 29 : Diagramme de mélange - Leptynites de Meuzac.

Cette migration et cette contamination du magma granitique sont à mettre en relation avec la faille d'Argentat s.s; toute proche. Cet accident est antérieur aux granitisations qu'il aurait guidé (Labernardière 1970) et on peut penser qu'une zone instable marquait l'emplacement de la future fracture à l'Ordovicien d'où les migrations de Sr^{87} .

L'âge de 285 M.A. obtenu sur la même formation à partir d'échantillons recristallisés doit aussi être mis en relation avec la faille d'Argentat. En effet si l'accident lui-même est ancien, le phénomène de mylonitisation avec la formation de la zone broyée d'Argentat est beaucoup plus récent puisque les granites d'Auriat et de Guéret sont mylonitisés. Cette ou ces phases responsables de la mylonitisation sont, d'autre part, antérieures au Stéphanien qui contient des galets de mylonites (Raguin, 1927). La mylonitisation, grâce principalement aux fortes températures qui s'y produisent (Théodore - 1970) favorise les échanges chimiques, et permet une réhomogénéisation isotopique (Hanson et al 1969, Hunziker 1970, Abbot 1972, Bernard-Griffiths, 1976).

L'âge de 285 M.A. correspond donc à ce phénomène de mylonitisation le long de faille d'Argentat à la fin du Westphalien, début du Stéphanien.

b) Leptynites de Meuzac

L'existence d'un mélange binaire est démontrée par l'alignement des points dans le diagramme $87Sr/86Sr - 1/86Sr$ (fig.28).

L'origine granitique de cette formation étant vraisemblable, on peut penser que lors de sa mise en place le magma a été contaminé (d'où la figure de mélange), mais qu'il y a eu en même temps homogénéisation isotopique. La valeur du rapport $87Sr/86Sr_i = 0,7098$ est compatible avec cette hypothèse. Dans ce cas la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est une isochrone dont l'âge Ordovicien-Silurien de 430 M.A. correspond à la mise en place du granite.

(D) CONCLUSION A L'ETUDE DES ROCHES ORTHODÉRIVÉES

Deux types de conclusions peuvent être tirées de l'étude radiométrique RB-Sr des roches orthodérivées :

- des conclusions méthodologiques
- des conclusions géologiques.

1) CONCLUSIONS METHODOLOGIQUES

- Les roches orthodérivées sont un matériel favorable pour une étude radiométrique Rb-Sr sur roches totales,

- Quand ces roches sont d'anciens granites et qu'ils sont soumis à un métamorphisme épi à mésozonal, l'âge obtenu par isochrone de roches totales sur des échantillons de quelques kilogrammes, correspond à celui de la mise en place. Les systèmes sont restés clos pendant le métamorphisme.

- Si le métamorphisme est intense et que l'anatexie est atteinte, la fusion provoque une réhomogénéisation complète. L'âge obtenu correspond alors à cette anatexie.

- La mylonitisation, grâce aux conditions thermodynamiques, provoque une réhomogénéisation isotopique complète. L'âge obtenu par isochrone de roches totale date ce phénomène.

- Les âges obtenus sur les minéraux montrent que ces derniers se réhomogénéisent facilement ; ces âges rajeunis correspondent au dernier événement thermique subi par les formations, ou au refroidissement.

- Il est fondamental de travailler sur des échantillons frais.

2) CONCLUSIONS GEOLOGIQUES

. Antérieurement au métamorphisme général, deux périodes d'activité magmatique avec mise en place de granites sont mises en évidence :

- au Cambrien supérieur et à l'Ordovicien inférieur (515-470 MA)
- à l'Ordovicien supérieur (430-450 M.A.).

. Le métamorphisme majeur, avec anatexie, est intradévonien, son intensité maximum date du Dévonien moyen.

. Les âges sur minéraux montrent qu'au Dévonien supérieur (vers 350 M.A.) des températures de l'ordre de 400°C étaient atteintes par le bâti limousin et que les 300°C ont été franchis à la fin du Viséen.

. La faille d'Argentat semble être une zone instable dès l'Ordovicien inférieur ; son dernier rejeu important avec la mylonitisation date du début du Stéphanien.

. La structuration tectono-métamorphique qui a duré environ 50 à 60 M.A. au Dévonien, est donc un événement bref dans l'histoire géologique de la région.

Chapitre II

LES ROCHES PARADERIVEES

Dans les schémas proposés par Chenevoy et Ravier (1971-72) Autran et Guillot (1974), Chenevoy (1974) Chenevoy et Piboule (1974) les formations paradérivées du Haut Limousin appartiennent à deux ensembles :

- à la base une série de type arverne d'âge Briovérien probable,
- puis la série des gneiss gris, en discordance sur la série précédente, d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur (Autran) ou Briovérien supérieur (Chenevoy).

L'étude radiométrique de ces formations paradérivées a été réalisée sur les métamorphites situées à l'Est et au Nord de Limoges, car les deux séries (type arverne, et gneiss gris) sont peut-être représentées dans ce secteur comme nous allons le voir.

Tous les auteurs admettent l'origine gréso-pélitique de ces formations. Elles correspondent (fig.30) à une séquence de type grauwackes - shales, les gneiss micacés ayant plutôt un chimisme de grauwackes, et les micaschistes plutôt un chimisme de shales.

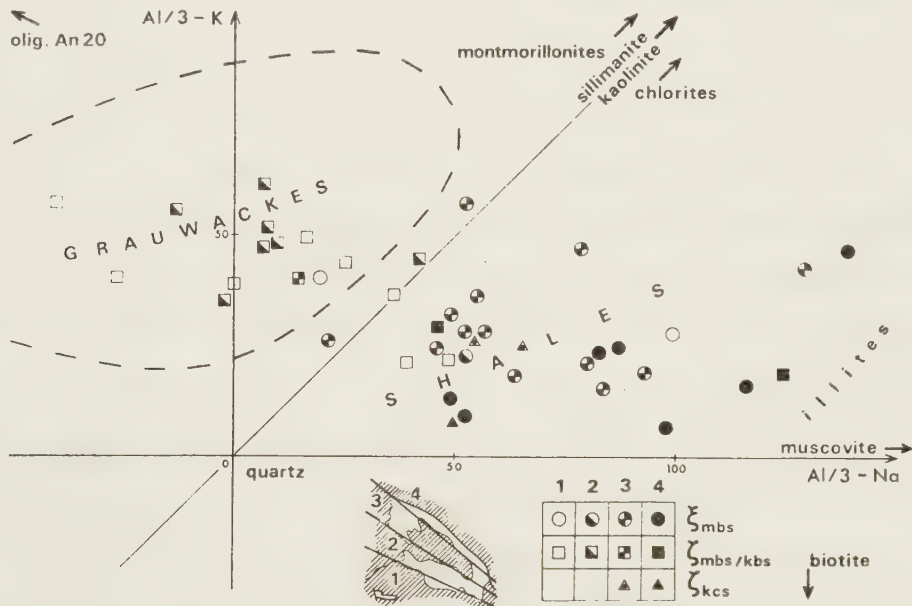


Fig. 30 — Diagramme $Al/3 - K$, $Al/3 - Na$ montrant l'évolution du chimisme des gneiss plagioclasiqes micacés et des micaschistes en fonction de leur distribution géographique. (de La Roche et al 1974)

Σ_{mbs} : micaschistes à muscovite, biotite et sillimanite ;

$\Sigma_{mbs/kbs}$: gneiss plagioclasiqes micacés à biotite, muscovite et sillimanite ou biotite, feldspath potassique et sillimanite ;

Σ_{kcs} : gneiss micacés à cordiérite, feldspath potassique et sillimanite ;

Distribution géographique selon le schéma en carton.

Des divergences subsistent quant à l'âge stratigraphique et à l'histoire métamorphique de ces formations.

a) Age de ces formations

Pour Autran et al.(1974) cet ensemble est rattaché à la série de type arverne; alors que pour Chenevoy (1974) seuls les gneiss à biotite, FK, sillimanite et les gneiss à cordiérite sont rattachés à cette série arverne, alors que les autres formations micaschistes et gneiss à deux micas et sillimanite représentent la série des gneiss gris.

b) Métamorphisme

Toutes ces formations ont subi l'empreinte d'un métamorphisme méso- à catazonal.

Pour Chenevoy (1974) les gneiss catazonaux et les anatexites à cordiérite du type gneiss d'Aubusson qui sont identiques à celles qui forment la partie basale du Noyau arverne peuvent s'être structurées soit lors d'un métamorphisme ancien (Briovérien moyen ?) comme dans le noyau, - elles représentent alors un fragment du noyau arverne - , soit lors du métamorphisme général limousin que nous avons calé au Dévonien.

Pour de la Roche et al.(1974) et Autran et al.(1974) toutes ces formations se sont structurées lors du métamorphisme Dévonien ; les gneiss à cordiérite "se sont formés pendant les phases 1 et 2 aux dépens de la série arverne" (Autran et al.1974), ces zones catazonales ne représentant qu'un stade de plus forte intensité de ce métamorphisme intradévonien. Ces auteurs cependant ne nient pas complètement l'existence d'un métamorphisme ancien car ils écrivent que c'est "peut-être dans cette région que l'on pourra observer la superposition de la zone tectono-métamorphique dévonienne sur les terrains précédemment structurés dans la zone arverne" comme l'ont montré plus au Sud (région de St Gilles - Châteauneuf-la-Forêt) Chenevoy et Piboule (1974) ainsi que Mouthier (1976).

C'est également dans cette région que Chenevoy (1958) a décrit dans les micaschistes et les gneiss à 2 micas, des minéraux tardifs (biotites et muscovites) et des phénomènes de rétro-morphose. Ces recristallisations sont peut-être à rapporter à un métamorphisme récent hercynien (Chenevoy 1958-1974) ou bien ces "phénomènes de rétro-morphisme" et le développement" de la muscovite blastique" sont liés à la mise en place des leucogranites (notice de la carte géologique Ambazac 1/50 000) hypothèse qu'avait d'ailleurs envisagée M.Chenevoy en 1958.

L'étude radiométrique de ces formations doit donc nous permettre de tester la méthode Rb-Sr sur des roches paradérivées et d'apporter de nouveaux éléments de discussion vis-à-vis des problèmes géologiques que nous venons d'exposer.

(A) MICASCHISTES ET GNEISS A DEUX MICAS $\pm$ SILLIMANITE

RESULTATS RADIOMETRIQUES

1) Les micaschistes

Ces micaschistes ont été décrits par Chenevoy (1958) qui les intègre à la série des gneiss gris du Limousin (1974), alors que pour Autran et al (1974) ils sont assimilés à la série arverne.

Les échantillons ont été prélevés sur l'affleurement type, dans l'ancienne carrière de Trezin (ou Tresennes) sur la carte Bourgneuf 1/50 000, dans la zone 2 du schéma de la figure 30, à 2 km au sud environ du massif de leucogranite de St Goussaud.

Ces micaschistes se débitent en grandes plaques et contiennent de grosses amygdales quartzeuses, la tourmaline est visible à l'oeil nu. Il s'agit de micaschistes quartzeux à 2 micas, grenat, sillimanite accessoire, tourmaline. Le plagioclase albite-oligoclase est toujours présent en petite quantité. Pour Chenevoy (1958) le grenat localisé dans certains lits, sous forme de gros cristaux globuleux à structure poecilitique serait rélictuel; et des agrégats sériciteux et chloriteux représentent vraisemblablement le résultat de la transformation d'un minéral hyperalumineux (staurotide ?). Cette roche, à l'origine micaschiste à staurotide et grenat a subi une rétro-morphose et une déformation (l'albite oligoclase est quelquefois tordue). Ces faits sont interprétés comme le résultat d'un deuxième métamorphisme d'âge hercynien (Chenevoy 1958). On peut aussi, comme l'a d'ailleurs envisagé Chenevoy, rattacher ces phénomènes au métamorphisme de contact dû au leucogranite de St Goussaud, qui est intrusif dans ces micaschistes.

L'analyse isotopique a été effectuée sur 8 échantillons (8 kg). Dans le diagramme de Nicolaysen les points représentatifs montrent une dispersion importante (fig.31) et il est impossible de tracer une isochrone. Les droites de référence tracées avec un Sr origine de 0,712 donnent à titre purement indicatif des âges de 395 à 550 M.A.

La biotite d'un échantillon fournit un âge conventionnel de 304 M.A. (avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,705$) à 297 M.A. (avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,716$).

2) Les gneiss à deux micas

Les échantillons ont été prélevés dans deux anciennes carrières : carrière du Pont des Lilas (Bourgneuf 1/50 000) et carrière près du ruisseau la Bérade, à 3 km au SE de St Pierre Cherignat (Bourgneuf 1/50 000).

D'aspect massif à tendance leptynique et grain fin, ces roches présentent une foliation bien marquée. Les principaux constituants sont quartz, biotite, muscovite, oligoclase abondant An 20-26, et rare sillimanite.

Dans les échantillons du Pont des Lilas de grosses biotites sont souvent orientées de manière irrégulière mais avec une direction dominante discordante sur la schistosité. Ce phénomène est également observé sur les

Figure 31 : Diagramme isochrone roches totales . Micaschistes.

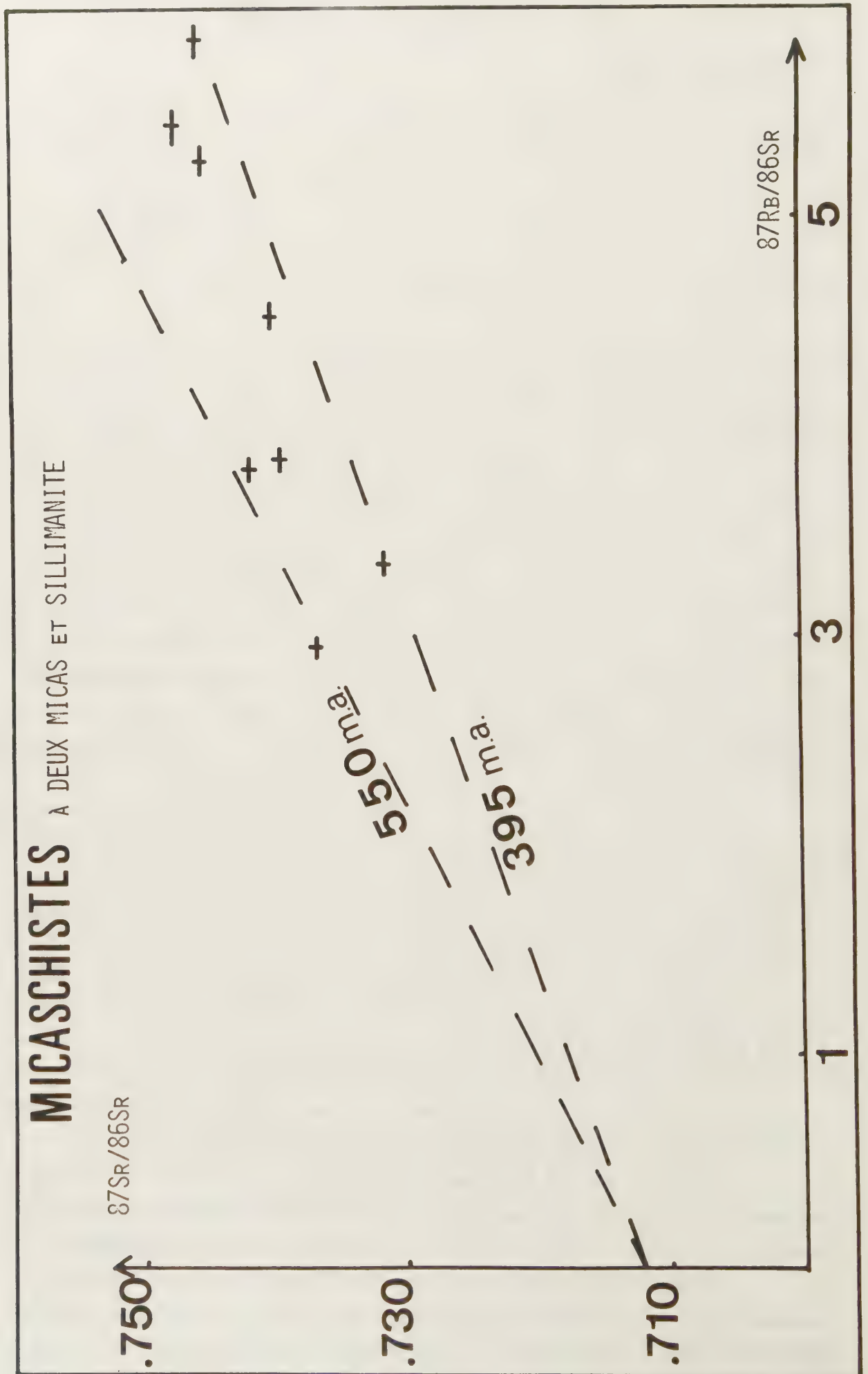
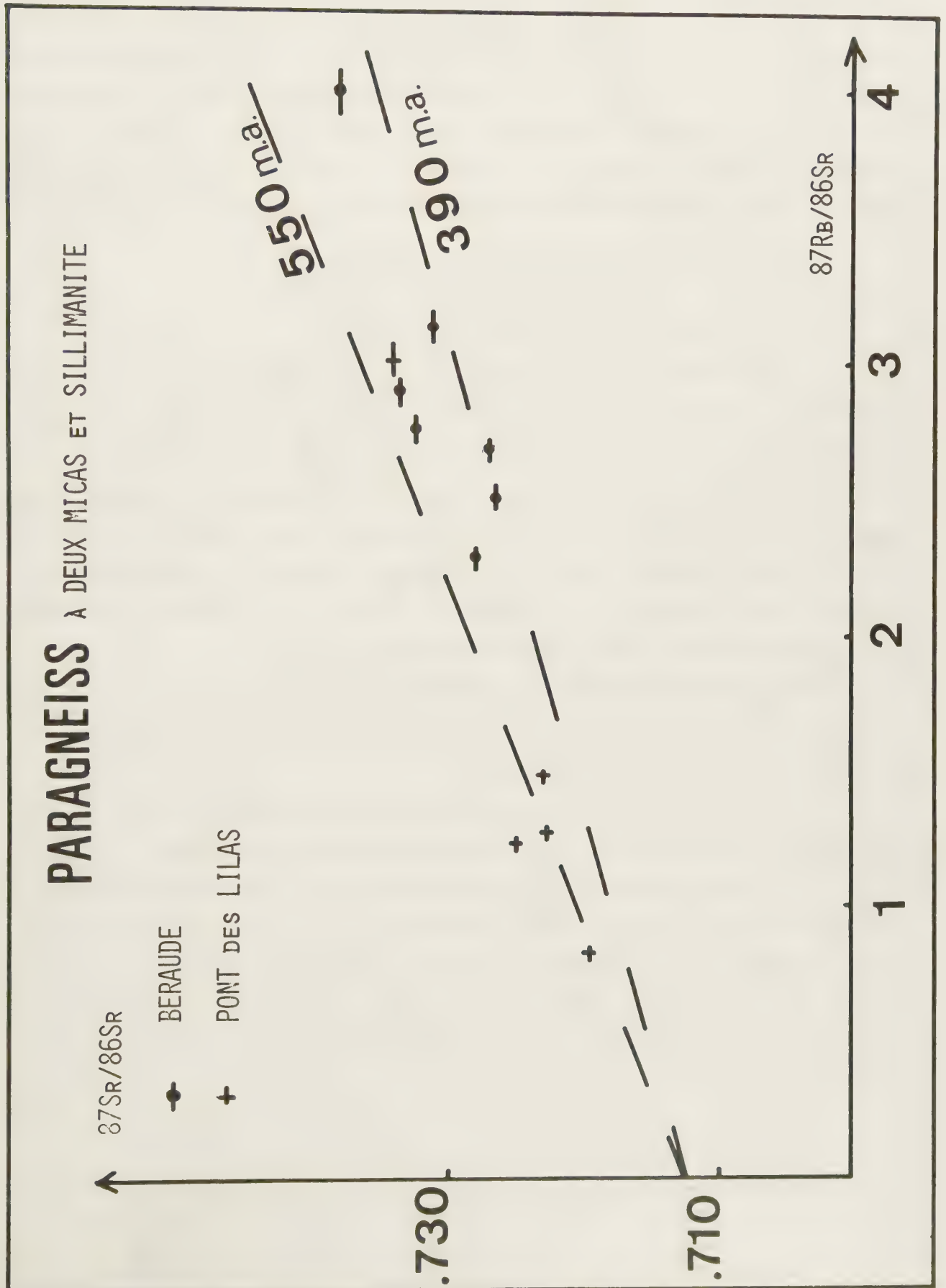


Figure 32 : Diagramme isochrone roches totales . Gneiss à deux micas et sillimanite.



échantillons de la Béraude, mais moins nettement, avec ici, en plus quelques muscovites transverses. Pour Chenevoy (1953) ces micas tardifs représentent l'influence d'un second métamorphisme hercynien ; ou bien sont liés à la mise en place des leucogranites. L'étude isotopique a été réalisée sur 12 échantillons, 5 du Pont des Lilas et 7 de la Béraude (entre 9 et 17 kg).

Le report des points expérimentaux dans le diagramme de Nicolaysen (fig.32) montre une dispersion importante et il n'est pas possible de tracer une isochrone ni à l'échelle de la carrière, ni à l'échelle de la formation. Les droites de référence tracées avec un Sr initial de 0,712 donnent, à titre indicatif entre 545 et 390 M.A. La biotite d'un échantillon du Pont des Lilas fournit un âge conventionnel de 318 M.A. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,705$) à 310 M.A. (0,715).

(B) GNEISS à BIOTITE, SILLIMANITE, FK et GNEISS à CORDIERITE

De Limoges à l'Ouest jusqu'à St-Léonard de Noblat à l'Est, et au Sud Est de cette ville, un important ensemble de gneiss à biotite, sillimanite et de gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite est cartographié sur la carte de Limoges 1/80 000.

Rappelons que pour Chenevoy (1974) les anatexites à cordiérite sont rattachées à la série arverne et se sont peut-être structurées lors d'un métamorphisme Briovérien moyen, alors que pour Autran elles résultent du métamorphisme limousin intra dévonien et reflètent une variation des conditions de ce métamorphisme et non un métamorphisme plus ancien.

1) GNEISS à BIOTITE-SILLIMANITE - FELDSPATH POTASSIQUE

Ces roches, qui affleurent au sud de St-Léonard de Noblat, sont des gneiss feuilletés à biotite, sillimanite, quartz, microcline, oligoclase muscovite secondaire, apatite, zircon.

La biotite forme de grandes lames pléochroïques et la sillimanite se présente en fibres très fines, souvent groupées en faisceaux.

L'étude isotopique de 8 échantillons (5 à 7 kg) prélevés entre St-Denis les Murs et Puy les Vignes montre qu'il n'est pas possible de tracer une isochrone dans le diagramme classique (fig.33). Une enveloppe, tracée avec un Sr initial de 0,714 donne des âges compris entre 370 et 320 M.A. Les biotites de 2 échantillons donnent respectivement les âges conventionnels de 316 et 325 M.A. ($0,705$) ou 310-319 ($0,715$).

Figure 33 : Diagramme isochrone roches totales. Gneiss à B, Sil., FK

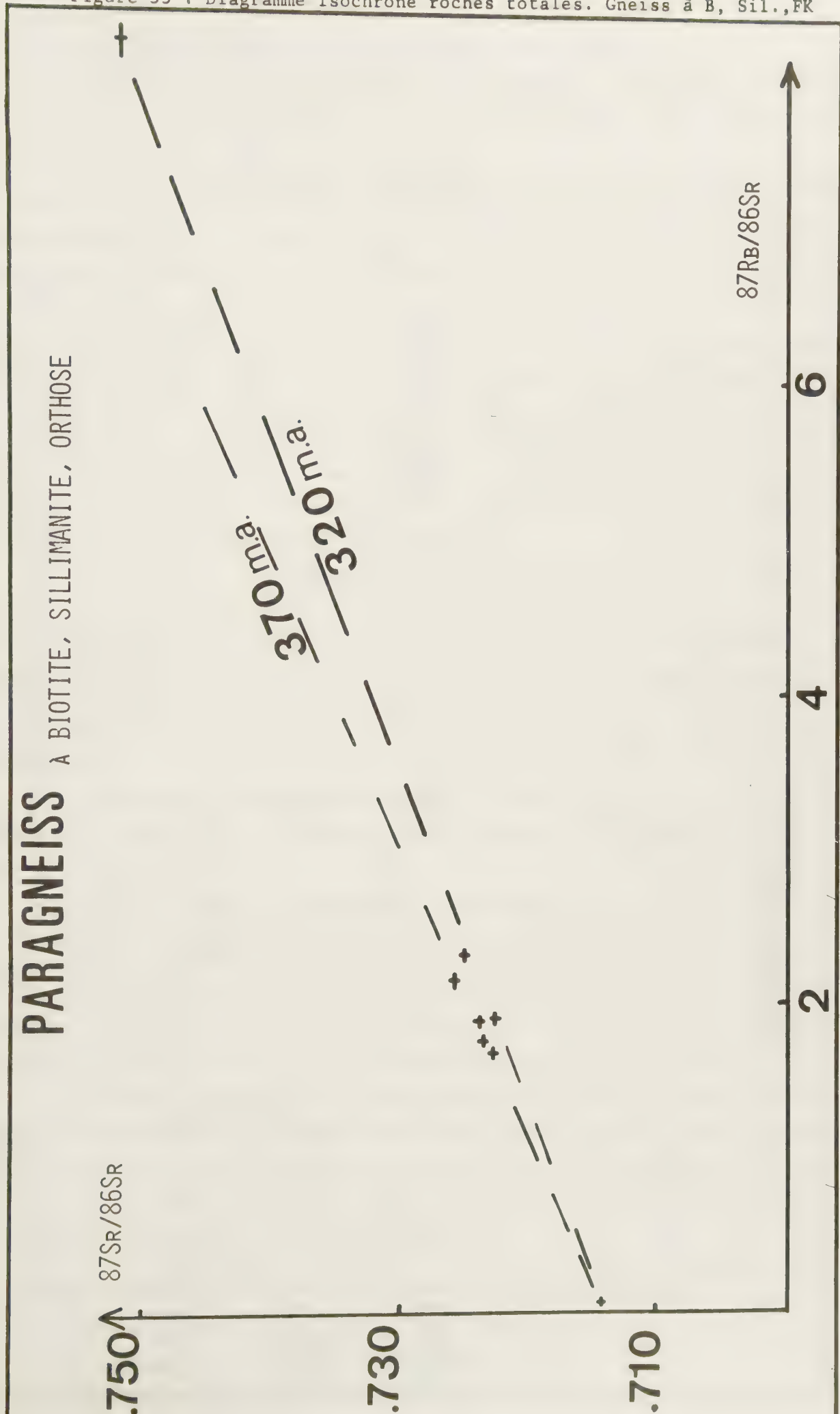
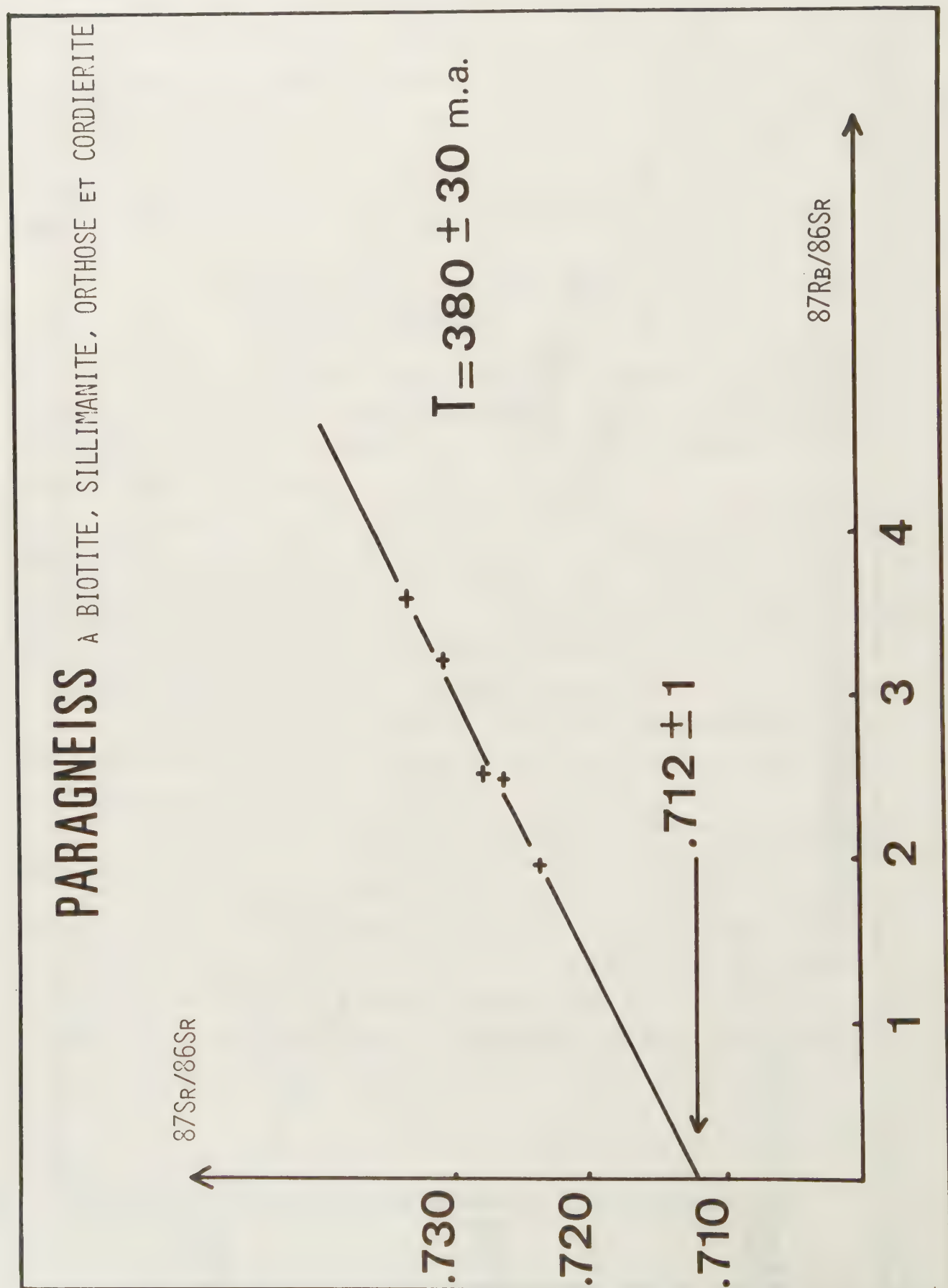


Figure 34 : Diagramme isochrone roches totales. Gneiss à biotite, sillimanite, FK et cordiérite.



2) GNEISS A BIOTITE - SILLIMANITE - CORDIERITE - FELDSPATH POTASSIQUE

Bien que ces roches soient représentées abondamment sur la carte au 1/80 000 de Limoges, elles affleurent très mal, si bien que seulement 5 échantillons répartis sur cette carte ont été prélevés.

Il s'agit soit de gneiss à cordiérite encore schisteux, soit de roches grenues. Seules ces dernières qui ressemblent beaucoup aux gneiss d'Aubusson ont été étudiées. Selon les échantillons, la cordiérite se présente en cristaux automorphes relativement frais, ou au contraire sous forme d'agrégat sériciteux riche en chlorites.

Les 5 échantillons analysés s'alignent selon une droite dont la pente correspond à un âge de 380 ± 30 M.A. avec un rapport initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,712 \pm 0,001$ (fig.34). Les rapports Rb/Sr très "pincés" expliquent l'erreur importante.

Bien que défini seulement par 5 points et malgré cette faible précision, cet âge Dévonien inférieur est en accord avec celui déterminé sur les orthogneiss anatexiques du Thaurion (365 M.A.). Il correspond à la formation de ces anatexites à cordiérite lors du métamorphisme intradévonien.

C) INTERPRETATION DES RESULTATS

Les isochrones roches totales Rb-Sr, obtenues sur des roches métamorphiques paradérivées peuvent donner l'âge du métamorphisme si une homogénéisation isotopique a été réalisée, ou "voir" au-delà de ce métamorphisme si les échantillons sont restés en système clos, lors de celui-ci et indiquer un âge lié à la sédimentation.

Bien que de nombreuses isochrones aient été publiées sur les roches paradérivées, aucune n'a été obtenue en Haut Limousin - sauf pour les gneiss à cordiérite.

Ce résultat n'est cependant pas surprenant, car on connaît de nombreux exemples où des roches sédimentaires soumises à un métamorphisme ne déterminent pas d'isochrone, pour des échantillons de quelques kg; citons par exemple Halpern (1973) pour des roches du greenschist facies, Priem et al (1973) dans le faciès amphibolite-almandin. Des métatexites (Hofman et al 1973), même prélevées dans une seule carrière ne donnent pas d'alignement (Grauert et al 1974).

L'étude isotopique des roches paradérivées du Haut Limousin, soumises à un métamorphisme de type amphibolite faciès, montre que mis à part les anatexites à cordiérite, ces formations ne déterminent pas d'isochrone, ceci quelle que soit l'échelle de prélèvement (carrière ou formation) ou la nature de la formation (détritites fines ou grossières).

Nous savons que l'obtention d'isochrones de roches totales est liée à plusieurs conditions :

- les milieux doivent être synchrones et cogénétiques
- l'homogénéisation isotopique a été réalisée
- ces milieux sont restés en système clos.

Les non alignements observés nous amènent donc à penser que l'une ou l'autre ou plusieurs de ces conditions de base ne sont pas satisfaites. Nous allons les examiner successivement afin d'expliquer cette absence d'isochrones.

1) LES MILIEUX SONT NI SYNCHRONES, NI COGENETIQUES

L'étude géochimique de de la Roche et al (1974) montre que ces métamorphites paradérivées que nous venons d'analyser s'ordonnent selon une lignée continue depuis le domaine chimique des grauwackes jusqu'à celui des shales (fig. 30). L'existence de termes très alumineux et hyposodiques témoigne de dégradations chimiques intenses qui s'expriment principalement par une variation sur les proportions de plagioclase acide d'une part et de micas et silicates d'alumine d'autre part. On observe en effet que les gneiss plagioclasiques (à 2 micas et sillimanite, ou à biotite, sillimanite, FK) à oligoclase importante ont un chimisme de grauwacke alors que les micaschistes de même composition minéralogique mais où le plagioclase est plus rare ont un chimisme de shale.

Il faut également observer sur la figure 30 une variation sensible des faciès géochimiques en fonction de leur localisation géographique, ce qui traduit une évolution chronologique au cours de la sédimentation.

Ces résultats mettent en évidence deux familles relativement bien séparées, et montrent qu'à l'intérieur de chacune d'elles des variations des faciès géochimiques sont possibles.

Prises dans leur ensemble ces formations paradérivées peuvent donc ne pas provenir de la même roche mère (l'une a donné des grauwackes, l'autre des shales), elles ne seraient donc pas cogénétiques. Dans le cas où elles proviendraient de la même source, la variation sensible des faciès géochimiques à l'intérieur d'une même famille, laisse penser que le dépôt n'est pas synchrone puisque l'on note une évolution des dégradations chimiques qui sont fonction du temps.

Afin d'approcher le plus possible les conditions de cogénéisme et de synchronisme, nous n'avons prélevé les échantillons que sur des critères pétrographiques et dans une seule carrière (cas des micaschistes et des gneiss à 2 micas). Un doute peut subsister pour les gneiss à biotite sillimanite, FK, qui ont été prélevés à l'échelle du massif.

Les causes du non alignement doivent donc être expliquées soit par une non homogénéisation isotopique (l'hétérogénéité isotopique au moment de la sédimentation a été conservée) soit par réouverture partielle des roches totales (qui étaient homogénéisées) lors du ou des métamorphismes.

2) L'HETEROGENEITE ISOTOPIQUE A ETE CONSERVEE

Le problème de l'homogénéisation isotopique dans les roches sédimentaires et les formations paradérivées a été traité par de nombreux auteurs (voir les références dans Faure et Powell 1972, Gebauer et al 1974, Bernard-Griffith 1975).

Les âges obtenus à partir d'isochrones de roches totales de roches sédimentaires sont en général interprétés comme ceux de l'âge de la sédimentation ; et l'homogénéisation isotopique du strontium pendant le dépôt ou la diagenèse qui est supposée intervenir immédiatement après ce dépôt a été la théorie expliquant l'uniformité des rapports $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de ces sédiments au départ. Il faut cependant remarquer que, dans ce cas, la plupart des isochrones ont été obtenues sur des sédiments précambriens dont l'âge stratigraphique est difficilement contrôlable.

Les travaux de Dasch (1969) montrent en fait que l'homogénéisation isotopique des sédiments n'est réalisée que dans des conditions géologiques très précises (fig.35).

Figure 35 : Mechanisms and processes by which samples of sediment and sedimentary rock may exhibit, or acquire, homogeneous strontium isotope composition

Mechanism or process	Initial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio	Interpretation of age data	Geologic environment
1. Equilibration of detritus by contact with marine strontium	Marine strontium; about 0.709 for modern sea water	Time of deposition	Marine; near-shore or deep-sea
2. Diagenetic equilibration of detritus with marine strontium	Marine strontium; about 0.709 for modern sea water	Time equal to or less than age of deposition	Marine diagenetic event may take place after sediment is uplifted from sea water
3. Inheritance of homogeneous isotope composition from source region	Inherited from source region; 0.702-0.704 for modern, primary strontium—higher ratio for recently metamorphosed, older rock or sediment	Time of deposition	Requires a young, isotopically uniform source; most general condition may be the weathering and deposition of gray-wacke sediments from the basalt-andesite association of eugeo-synclinal areas
4. No low-temperature modification of either Rb/Sr or $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratios of detritus	Inherited from source region	Age of source rock	Arkose; orotinal sediments in general
5. Low-temperature modification of Rb/Sr ratios and, to a much lesser degree, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratios, whereby the effect of inherited radiogenic strontium is minimized	Inherited from source region	Maximum time of deposition	Continental or submarine weathering followed perhaps by marine deposition
6. Authigenetic formation of bulk of sample from isotopically uniform media	Applicable principally to sea water system; about 0.709	Time of deposition	Applicable principally to authigenic formation of minerals in sea water
7. Complete mixing of detritus which may contain radiogenic strontium	Integrated average inherited from source regions	Time of deposition	Effective mixing of detritus during transportation to or deposition in sedimentary basin
8. Mixing of detritus, which may contain varying amounts of radiogenic strontium, with marine carbonate	Effectively a masking of "detrital" strontium by marine strontium; about 0.709	Slope of "isochron" may be positive, zero, or even negative, depending on composition of detritus and type of mixture	Formation and deposition of marine carbonate with detritus
9. Equilibration of strontium between phases as a result of metamorphism	Integrated, average ratio inherited from source region	Time of metamorphism, or minimal age of deposition	Metamorphism by deep burial in an actively subsiding basin of deposition; regional metamorphism

De plus cette homogénéisation isotopique ne semble pas totale, quelle que soit la profondeur d'enfouissement, et il peut s'écouler 30 à 40 M.A. entre le moment du dépôt et l'homogénéisation (Perry et al 1974).

Il semble donc que l'hétérogénéité isotopique des sédiments au moment du dépôt soit la règle générale, l'homogénéisation isotopique n'intervient qu'au moment où la diagenèse est suffisamment intense, ce qui peut se produire longtemps après le dépôt.

Dans tous les cas, cependant, le métamorphisme a pour effet d'accélérer le processus de l'homogénéisation isotopique dans les roches sédimentaires (Dasch 1969) et l'âge obtenu par isochrone de roches totales indique l'âge de ce métamorphisme, depuis la zone anchimétamorphique (Gebauer et al 1974).

Sauf dans la zone anatectique (gneiss à cordiérite) les formations paradérivées de cette région du Haut Limousin n'ont pas livré d'isochrone. On peut donc penser que l'homogénéisation isotopique n'a été réalisée que dans les zones d'anatexie et qu'ailleurs les conditions métamorphiques n'ont pas été suffisantes pour homogénéiser les sédiments dont les rapports $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ étaient différents au moment de leur dépôt, ceci quelle que soit la nature (grauwackes ou pélites fines) et l'échelle de prélèvement (carrière ou formation).

3) REOUVERTURE PARTIELLE LORS D'UN METAMORPHISME HERCYNIE

En supposant que ces roches aient été homogénéisées lors du métamorphisme intradévonien, on peut penser comme l'a envisagé M.Chenevoy qu'un métamorphisme plus récent hercynien a réouvert ces milieux et que l'homogénéisation isotopique a été détruite.

Deux arguments peuvent étayer cette hypothèse :

- les rétro-morphoses et les minéraux tardifs observés par M.Chenevoy (1958) dans les micaschistes et les gneiss à 2 micas .
- les âges conventionnels obtenus sur les biotites sont compris entre 320 et 300 M.A.

Il faut cependant remarquer que ces résultats géochronologiques et ces observations pétrographiques sont obtenus à partir d'affleurements situés entre 2 et 4 km de distance des massifs de granites intrusifs dans ces roches paradérivées.

Nous savons d'autre part que les âges K/Ar des hornblendes des amphibolites associées à ces formations et situées loin de ces granites, sont de l'ordre de 350 M.A. (Cantagrel 1973), et doivent être interprétés comme indiquant la fin du métamorphisme majeur intradévonien.

Si un métamorphisme général plus récent a existé, la température de celui-ci était inférieure à 400°C (seuil de fermeture de la hornblende vis-à-vis de l'argon) puisque ces amphiboles n'ont pas été rajeunies; et supérieure à 300°C (seuil de fermeture des biotites vis-à-vis du strontium) puisque ces minéraux ont été rajeunis.

Une autre interprétation me semble plus logique pour expliquer les âges rajeunis des biotites et de certaines amphiboles des amphibolites étudiées par Cantagrel (1973). Tous ces âges sont en effet obtenus dans des zones où les granites carbonifères sont proches, et ils peuvent être rattachés à l'influence thermique de ces granites lors de leur mise en place, plus qu'à un métamorphisme général hercynien (voir chapitre III).

La dispersion des points représentatifs des roches totales des formations paradérivées de cette région du Haut Limousin, ne peut donc être imputée à un métamorphisme général hercynien qui aurait partiellement ouvert les roches. Cette réouverture partielle, si elle a eu lieu, peut donc être due au métamorphisme de contact induit par les granites mis en place au Carbonifère (voir 2ème partie). Or les résultats obtenus par Bernard-Griffiths (1975) sur des roches similaires du Bas Limousin montrent également une dispersion plus ou moins importante des points représentatifs dans les paragneiss. Les "éventuelles isochrones" fournissent d'ailleurs des âges qui "semblent dépourvus de signification géologique", car ils ne peuvent être corrélés ni avec le métamorphisme ni avec la sédimentation et que l'existence de mélanges binaires peut être envisagée pour certains. Comme dans cette région du Bas Limousin il n'y a pas de granites intrusifs, cette dispersion n'est pas due à un métamorphisme de contact; et nous pensons qu'il en est de même en Haut Limousin.

En conclusion, la dispersion des points représentatifs des roches paradérivées du Haut Limousin doit être attribuée à l'héritage sédimentaire de ces roches qui présentaient des compositions isotopiques du strontium hétérogènes. Seule l'anatexie permet l'homogénéisation isotopique de ce type de roches

4) ESTIMATION DE L'AGE DE LA SEDIMENTATION

L'âge du dépôt de ces roches paradérivées peut être estimé si les hypothèses suivantes sont faites :

- la valeur Rb/Sr moyenne des sédiments n'a pas été modifiée par le métamorphisme,
- ce rapport Rb/Sr est représentatif,
- le rapport initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ représente la valeur de ce rapport au moment du métamorphisme ou de l'anatexie.

Seuls les gneiss à cordiérite ont donné une isochrone, l'homogénéisation isotopique a donc été réalisée et la valeur $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,712$ doit être considérée comme représentative au moment de l'anatexie.

La valeur Rb/Sr moyenne de cette formation, bien que le nombre d'échantillons soit peu important me semble représentative car l'étalement de ces rapports est faible (entre 0,7 et 1,20). La valeur moyenne du rapport $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ est alors de 2,74.

Quant à la première hypothèse, les analyses chimiques montrent que les gneiss à cordiérite ne se distinguent pas des autres roches paradrivées et il est vraisemblable que l'anatexie ne provoque pas de transformations chimiques des roches.

Si ces hypothèses sont vérifiées, les paramètres de l'isochrone des gneiss à cordiérite, reportés dans le diagramme de Compston et al. (1961), utilisé par de nombreux auteurs pour les roches paradrivées (Faure et al. 1963, Grauert 1969, Arnold et al. 1973, Grauert et al. 1974), permettent d'évaluer l'âge de la sédimentation.

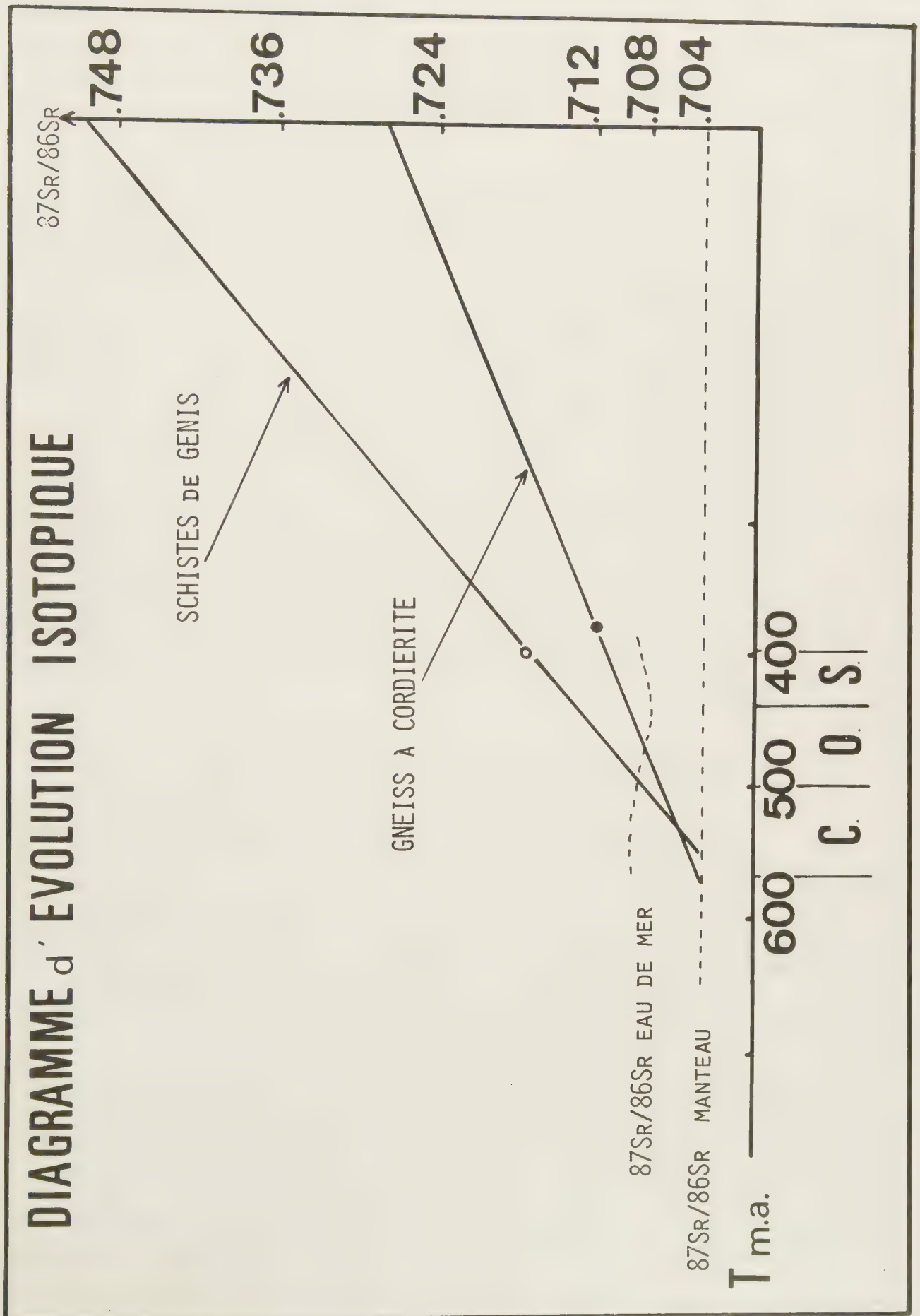
En admettant une source mantellique pour ces sédiments, la valeur minimale du rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ne peut être inférieure à 0,702 environ, puisque ce rapport est compris actuellement entre 0,703 et 0,704 dans le manteau (Faure et Powell, 1972).

Les éléments détritiques actuels (alumino silicates) présentent des rapports isotopiques supérieurs à 0,704 (Dasch 1969) et les isochrones de roches totales obtenues sur les roches sédimentaires donnent des rapports initiaux supérieurs à 0,705. La valeur de 0,704 représente donc la valeur minimale la plus vraisemblable au moment du dépôt, la limite supérieure pouvant correspondre à celle de l'eau de mer. Dans ces conditions (fig.36) l'âge maximum des sédiments est de 620 M.A. avec un rapport initial de 0,702, et le début de la sédimentation ne peut être que postérieur à 580-600 M.A. environ.

Les pélites, représentées aujourd'hui par les anatexites sont donc au maximum d'âge Briovérien supérieur ; cet âge doit également correspondre au dépôt des sédiments qui ont donné naissance aux gneiss à deux micas et à sillimanite FK et aux micaschistes qui représentent des formations équivalentes moins métamorphiques.

Afin de s'assurer de la validité de ces résultats, un contrôle a été effectué. En Sud Limousin, la série de Génis est datée paléontologiquement, ces schistes sériciteux ont livré des Acritarches post-Cambrien (Guillot et al. 1971), leur dépôt est donc post 500 M.A. En appliquant le modèle de calcul aux résultats

Figure 36 : Diagramme d'évolution isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ f(T).



radiométriques de Bernard-Griffiths (1975) on obtient pour la sédimentation un âge maximum de 540 M.A. environ.

On peut donc affirmer, me semble-t-il, que la sédimentation pélitique qui a donné par la suite naissance aux gneiss à sillimanite et aux gneiss à cordiérite du Haut Limousin, est postérieure à 600 M.A. environ, donc d'âge maximum Briovérien supérieur. Deux conclusions importantes découlent de ce résultat :

- toutes ces formations (micaschistes, gneiss à 2 micas et sillimanite, gneiss à cordiérite) ou une partie d'entre elles (gneiss à cordiérite) ne peuvent être pour leur sédimentation, rattachées à une série arverne d'âge Briovérien inférieur comme cela é été envisagé,

- si la sédimentation a commencé dès le Briovérien supérieur, on rejoint les propositions de M.Chenevoy (1974), pour qui les gneiss catazonaux et les anatexites à cordiérite "affleurent sous les formations feldspathiques". Ces formations feldspathiques, les métaгранites seraient intrusifs dans ces séries.

Au contraire, si la sédimentation a débuté beaucoup plus tard, les métaгранites peuvent représenter un socle.

Dans les deux cas, la sédimentation est antérieure à 460 M.A., âge minimum de la mise en place du granite du Saut du Saumon (Bernard-Griffiths, 1975), qui est intrusif dans les micaschistes où il développe un métamorphisme de contact. Ce point important ne pourra être précisé que lorsque l'on connaîtra avec précision les relations entre les métaгранites, d'âge Cambrien supérieur, et cette série des gneiss pélitiques.

D) CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES PARADERIVEES

L'étude radiométrique Rb-Sr des formations paradérivées situées dans le centre du Haut Limousin permet de conclure que :

- Ces roches ne sont pas un matériau favorable pour dater un phénomène géologique; il n'y a pas eu homogénéisation isotopique du strontium quelles que soient :

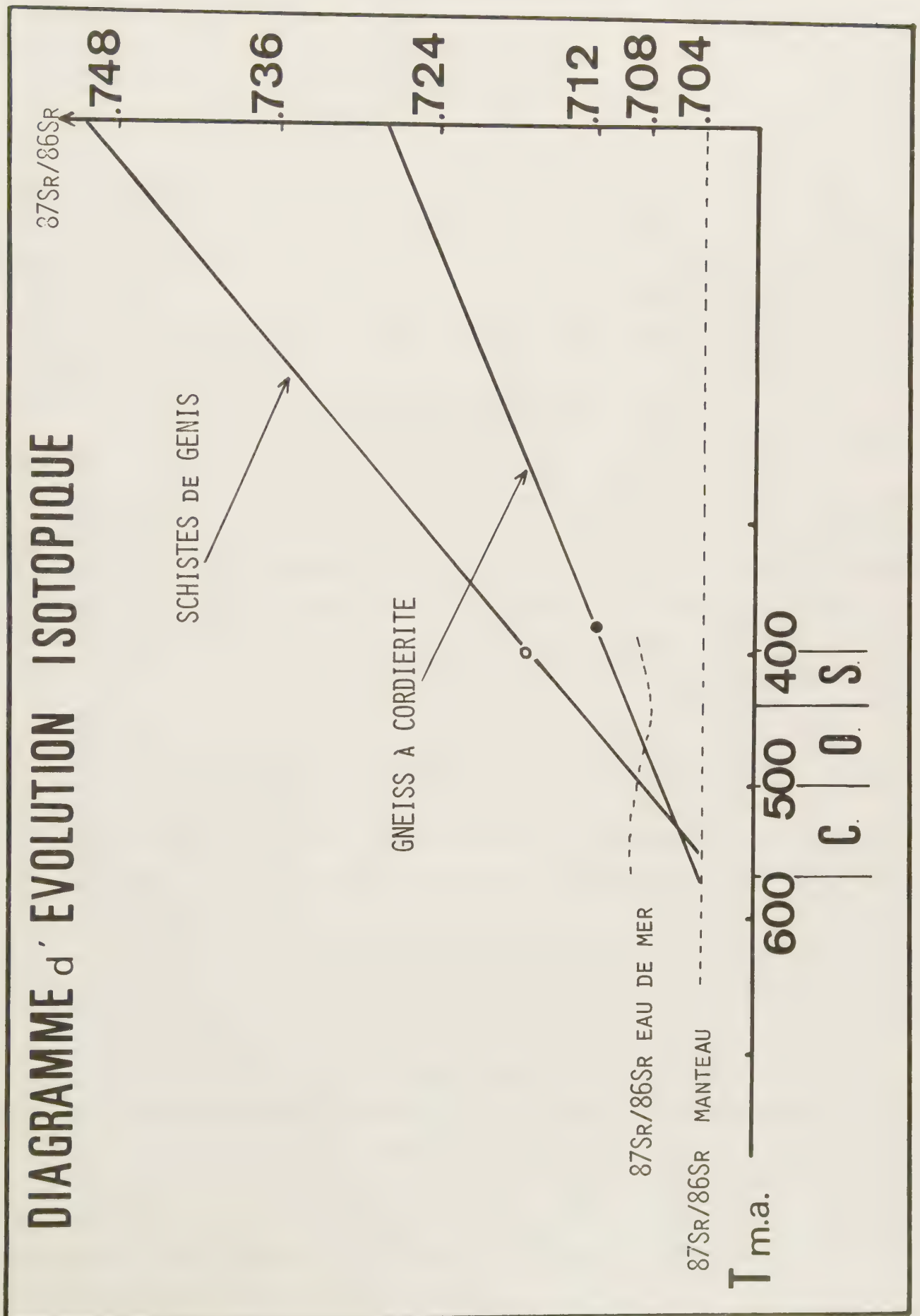
- . la nature originelle des sédiments (shales ou grauwackes),
- . l'intensité du métamorphisme (depuis la zone à deux micas jusqu'à la zone à sillimanite, orthose, biotite),
- . l'échelle du prélèvement (formation ou carrière).

- L'hétérogénéité isotopique existait au moment de la sédimentation, et n'a pas été effacée par le métamorphisme majeur intradévonien.

- Seule l'anatexie est capable d'homogénéiser ce type de roches.

- Comme l'ont suggéré Hofmann et al (1973) l'étude des roches paradérivées sur des échantillons de taille normale ne permet pas d'atteindre l'âge du métamorphisme.

Figure 36 : Diagramme d'évolution isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ f(T).



radiométriques de Bernard-Griffiths (1975) on obtient pour la sédimentation un âge maximum de 540 M.A. environ.

On peut donc affirmer, me semble-t-il, que la sédimentation pélitique qui a donné par la suite naissance aux gneiss à sillimanite et aux gneiss à cordiérite du Haut Limousin, est postérieure à 600 M.A. environ, donc d'âge maximum Briovérien supérieur. Deux conclusions importantes découlent de ce résultat :

- toutes ces formations (micaschistes, gneiss à 2 micas et sillimanite, gneiss à cordiérite) ou une partie d'entre elles (gneiss à cordiérite) ne peuvent être pour leur sédimentation, rattachées à une série arverne d'âge Briovérien inférieur comme cela é été envisagé,

- si la sédimentation a commencé dès le Briovérien supérieur, on rejoint les propositions de M.Chenevoy (1974), pour qui les gneiss catazonaux et les anatexites à cordiérite "affleurent sous les formations feldspathiques". Ces formations feldspathiques, les métaгранites seraient intrusifs dans ces séries.

Au contraire, si la sédimentation a débuté beaucoup plus tard, les métaгранites peuvent représenter un socle.

Dans les deux cas, la sédimentation est antérieure à 460 M.A., âge minimum de la mise en place du granite du Saut du Saumon (Bernard-Griffiths, 1975), qui est intrusif dans les micaschistes où il développe un métamorphisme de contact. Ce point important ne pourra être précisé que lorsque l'on connaîtra avec précision les relations entre les métaгранites, d'âge Cambrien supérieur, et cette série des gneiss pélitiques.

D) CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES PARADERIVEES

L'étude radiométrique Rb-Sr des formations paradérivées situées dans le centre du Haut Limousin permet de conclure que :

- Ces roches ne sont pas un matériau favorable pour dater un phénomène géologique; il n'y a pas eu homogénéisation isotopique du strontium quelles que soient :

- . la nature originelle des sédiments (shales ou grauwackes),
- . l'intensité du métamorphisme (depuis la zone à deux micas jusqu'à la zone à sillimanite, orthose, biotite),
- . l'échelle du prélèvement (formation ou carrière).

- L'hétérogénéité isotopique existait au moment de la sédimentation, et n'a pas été effacée par le métamorphisme majeur intradévonien.

- Seule l'anatexie est capable d'homogénéiser ce type de roches.

- Comme l'ont suggéré Hofmann et al (1973) l'étude des roches paradérivées sur des échantillons de taille normale ne permet pas d'atteindre l'âge du métamorphisme.

CHAPITRE III

CONCLUSIONS à l'ETUDE DES ROCHES METAMORPHIQUES DU HAUT LIMOUSIN

Je ne reviendrai pas sur les conclusions méthodologiques exposées à la fin de l'étude des roches orthodérivées (Chap.I, parag.D) et paradérivées (Chap.II, parag.D) ni sur l'âge de mise en place des divers massifs de métagranites. Je n'insisterai que sur un seul point, à savoir que la structuration tectono métamorphique du Haut Limousin date du Dévonien sur la majeure partie de sa superficie ; les métamorphismes antérieur et postérieur, s'ils existent, n'ayant eu qu'une influence limitée.

1 - DE L'EXISTENCE D'UN METAMORPHISME ANTEDEVONIEN

Les travaux de Chenevoy et Piboule (1974) et de Mouthier (1976) montrent l'existence dans le Sud Est du Haut Limousin (Région de Châteauneuf la Forêt) de deux métamorphismes superposés. Actuellement des âges limites pour ceux-ci n'ont pu être fournis par la géochronologie Rb-Sr puisque le métagranite de la Nouaille intrusif dans la série micaschisteuse, puis métamorphisé ensuite avec celle-ci n'a pas livré d'isochrone. Des limites vraisemblables peuvent cependant être envisagées. Si le métagranite de la Nouaille appartient à la même génération que ceux du Thaurion (500 M.A.), le vieux métamorphisme qui est donc plus ancien est antérieur au Cambrien supérieur. Le second métamorphisme correspond alors au métamorphisme majeur intradévonien du Limousin.

Bien qu'aucune preuve pétrographique indiscutable de ce "vieux" métamorphisme n'ait été actuellement mise en évidence ailleurs en Limousin ; les schémas géologiques, proposés par les divers auteurs, délimitent des zones plus ou moins importantes où ce métamorphisme ancien se serait développé (principalement à l'Est de Limoges).

Nos résultats géochronologiques montrent que contrairement à ce qui a été envisagé par Roques (1971) Chenevoy et Ravier (1971-72), Chenevoy (1974) la structuration date du métamorphisme intradévonien; et non d'un métamorphisme plus ancien d'âge Briovérien moyen comme cela est envisagé pour les gneiss à cordiérite d'Aubusson (Viallette et Roques 1971). Les anatexites à cordiérite du Haut Limousin ne représentent donc pas un "morceau" du Noyau arverne structuré au Briovérien moyen.

D'autre part, l'estimation de l'âge de la sédimentation, postérieure à 600 M.A., montre qu'il n'existe pas, à mon avis, sur la plus grande partie du Haut Limousin de Noyau arverne tel qu'il est défini actuellement d'âge Briovérien inférieur à moyen structuré au Briovérien moyen.

Cependant ces résultats n'excluent pas l'existence d'un métamorphisme anté Cambrien supérieur, mais son âge serait alors post 600 (début de la sédimentation) et anté Cambrien supérieur (mise en place des granites). Si ce raisonnement est exact, le métamorphisme ancien mis en évidence dans le Sud Est à cet âge et il ne correspond pas au métamorphisme premier du Noyau Arverne d'âge Briovérien moyen, sauf si l'âge de ce dernier est surestimé.

2 - DE L'EXISTENCE D'UN METAMORPHISME POST DEVONIEN

Les âges obtenus sur les minéraux des roches ortho ou paradérivées du Haut Limousin sont compris entre 360 M.A. (Dévonien supérieur) et 300 M.A. (Westphalien).

Ces âges "rajeunis" sont interprétés par M.Roques (1971) comme le résultat d'un "crypto-métamorphisme" qui n'apparaît que par les mesures radio-métriques, aucune trace n'étant visible pétrographiquement. Si un métamorphisme général hercynien post-Dévonien est démontré localement dans le Noyau Arverne ou dans les zones périphériques ; ou bien est envisagé sur l'ensemble de ces régions (Didier et Lameyre, 1974), il ne peut, à mon avis, être envisagé en Haut-Limousin

En effet, comme nous l'avons montré, l'intensité maximale du métamorphisme général date du Dévonien moyen. D'autre part les âges obtenus soit sur les amphiboles (K/Ar) des amphibolites (Cantagrel 1973), soit sur amphibole (K/Ar) ou muscovite (Rb/Sr) dans les méta-granites du Thaurion et de Lanneau indiquent que le bâti limousin se trouvait à une température inférieure à 400°C (seuil de fermeture des hornblendes et des muscovites vis-à-vis respectivement de l'argon et du strontium) vers 350 M.A., et marquent la fin de ce métamorphisme.

Les biotites, par contre, fournissent des âges Rb/Sr plus jeunes, et compris entre 340 et 300 M.A.

Le seuil de fermeture de ces minéraux vis-à-vis du strontium étant de 300°C environ (il en serait de même vis-à-vis de l'argon), il faudrait envisager un métamorphisme général carbonifère sur le Limousin dont la température serait supérieure à 300°C (rajeunissement des biotites) et inférieure à 400°C, puisqu'il n'affecte ni les hornblendes, ni les muscovites.

A l'examen du tableau ci-dessous qui résume nos résultats obtenus sur les minéraux des roches métamorphiques du Haut Limousin, on constate que plus les biotites de ces roches ont été prélevées près des massifs de granites intrusifs, plus les âges sont rajeunis. Il existe donc une relation entre les 2 phénomènes : rajeunissement des biotites et mise en place des granites.

Minéral et méthode	Formation	Age (M.A) conventionnel	Distance du granite intrusif le plus proche	Remarques
B (K/Ar)	Orthogneiss fins Thaurion	335	7 km - Aureil	Hb(K/ Ar) 350 M.A
B (Rb/Sr)	Orthogneiss ocellés Thaurion	340 (B + RT)	6 km StSylvestre	
B (Rb/Sr)	Orthogneiss isogradaulaires Thaurion	330(0,705) 325(0,715)	6 km StSylvestre	
B (Rb/Sr)	Orthogneiss Lanneau	325(0,705) 323(0,715)	7 km Oradour St Genest	M(Rb/Sr) 360 M.A.
B (Rb/Sr)	Paragneiss Biotite-Sillimanite F.K.	323(0,705) 319(0,715) et 316(0,705) 310(0,715)	4 km Aureil	
B (Rb/Sr)	Paragneiss 2 micas	318(0,705) 310(0,715)	4 km StSylvestre	
B (Rb/Sr)	Micaschistes 2 micas	300(0,705) 297(0,715)	1,5 km StSylvestre	

Le rajeunissement des biotites est donc lié à l'influence thermique des granites lors de leur mise en place .

Cette influence serait pratiquement nulle quand la distance entre le granite intrusif et la biotite de la roche métamorphique est de 6 à 7 km; la différence d'âge entre la muscovite ou la hornblende (350 MA) et la biotite (325 à 340 MA) s'explique par un refroidissement normal lors de la surrection et de l'érosion.

Entre 6-7 km et 4 km de distance, les âges sont intermédiaires, et à 1,5 km de l'intrusion granitique ils sont complètement rajeunis et de l'ordre de 300 M.A.

Il faut remarquer que nous retrouvons, pour les minéraux situés loin de l'intrusion granitique, des différences d'âges de l'ordre de 10 à 15 M.A., tout à fait identiques à celles observées dans le Rouergue par Cantagrel (1973) et qui correspondent à une vitesse d'érosion d'environ 0,5mm par an au maximum.

Les distances approximatives proposées, pour cette influence thermique, sont de l'ordre de celles obtenues par Hart et al (1968), compte tenu de la superficie des massifs granitiques du Limousin comparés à l'Eldora stock.

3) CONCLUSIONS

Le Haut Limousin représente donc, à mon avis, un ensemble monométamorphique dont la structuration tectono métamorphique date du Dévonien inférieur et moyen.

L'influence d'un métamorphisme antérieur, s'il existe, serait géographiquement limitée et son âge serait compris entre le Briovérien supérieur (600 M.A.) - début de la sédimentation - et le Cambrien supérieur (520-500 M.A., mise en place des granites).

Un métamorphisme général post-Dévonien ne peut être envisagé sur l'ensemble de la région ; les âges "rajeunis" des minéraux des roches métamorphiques s'expliquent facilement par l'influence thermique des granites carbonifères lors de leur mise en place.

DEUXIEME PARTIE

ETUDE RADIOMÉTRIQUE DES GRANITOÏDES
RÉSULTATS, INTERPRÉTATIONS

PRÉSENTATION - GÉNÉRALITÉS

La majorité des granitoïdes du Massif Central français, qui occupent 50% de sa surface, se rapportent à 2 types principaux (Didier et al 1969, 1971, 1973) :

- la famille des granites calco-alcalins composée de granodiorites et de granites monzonitiques,
- la famille des granites alcalins ou subalcalins : les leucogranites (granites hololeucocrates à feldspaths potassiques, et albite ou oligoclase acide, où la proportion de minéraux colorés est $< 10\%$, et $\text{SiO}_2 > 71\%$ - Lameyre 1966).

Ces deux familles se distinguent non seulement par leurs compositions minéralogiques et chimiques, mais aussi par leurs conditions de gisements et la nature de leurs enclaves.

En plus de ces granites "francs" existent des gneiss fins ou oeillés dont certains sont d'anciens granites repris lors du métamorphisme (voir 1ère partie, chap.I) et des diorites quartziques si répandues en Haut Limousin principalement.

Les tableaux ci-joints (Didier et Lameyre - 1969) résument les compositions minéralogiques et chimiques de ces 2 types de granites (145 au total) provenant du Massif Central, quelque soit leur âge, (fig. 37 et 38)

	Compositions minéralogiques moyennes			
	Granodiorites et granites monzonitiques		Leucogranites	
	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif
Quartz	28,72	29,18	34,53	35,13
Feldsp. K	26,17	27,44	29,21	29,50
Plagioclase	32,75	31,84	25,42	25,13
Biot. + Chlor.	9,96	9,95	3,31	2,68
Hornblende	0,45	0,50	0	0
Cordiérite	1,14	0,52	0,29	0,30
Muscovite	0,60	0,20	6,66	6,59
Pyroxène	0,01	0,01	0	0
Apatite	nd.	nd.	0,29	0,26
Opagues	nd.	nd.	0,21	0,18
Indices de Jung et Brousse				
Sat	32,80	32	38,70	39,15
Col	11,56	10,98	3,81	3,16
Fel	44	46,28	53,46	53,99

Fig. 37.- Compositions minéralogiques moyennes des granites du Massif Central (Didier et al., 1969).

Fig. 38.- Compositions chimiques moyennes des granites du Massif Central (Didier et al. (1969).

Compositions chimiques moyennes				
	Granodiorites et granites monzonitiques		Leucogranites	
	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif
SiO ₂	67,91	67,15	72,03	72,99
Al ₂ O ₃	15,51	15,52	15,22	14,64
Fe ₂ O ₃	0,98	1,10	0,67	0,66
FeO	2,69	2,73	0,98	0,91
MgO	1,69	1,80	1,08	0,94
CaO	1,86	2,05	0,91	0,80
Na ₂ O	3,31	3,32	3,35	3,32
K ₂ O	4,13	4,20	4,42	4,39
TiO ₂	0,38	0,40	0,15	0,17
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,25	0,27
MnO	0,05	0,05		
H ₂ O ⁺	0,83	0,94	0,74	0,75
H ₂ O ⁻	0,18	0,28	0,17	0,14
	99,75	99,76	99,97	99,98
		p.p.m.		p.p.m.
Ni		30		21
Cr		59		49
Cu		26		20
Mo		0		0
Ag		0		2
Sn		16		26
Pb		17		17
U		9		nd.

Les différences atteignent 6% pour le quartz, les plagioclases, la biotite, la muscovite et 3% pour les feldspaths potassiques, ce qui se traduit sur le plan chimique par des différences notables pour les majeurs (SiO₂, CaO, ferromagnésiens). En ce qui concerne les quelques éléments traces dosés, les résultats sont moins significatifs. Cette distinction en 2 familles est également justifiée par un ensemble d'autres caractères :

- les granodiorites et granites monzonitiques contiennent des enclaves de roches éruptives basiques (Didier 1964 - 1973), ne présentent pas de racines accessibles à l'observation et le plus souvent sont en déséquilibre à l'égard de leur environnement.

- les leucogranites ne contiennent pas d'enclaves basiques, le déséquilibre avec leur environnement est faible ou nul et on peut les voir s'enraciner dans des migmatites produites par un métamorphisme régional de basse ou moyenne pression.

Ces divers caractères permettent à Didier et Lameyre (1969) de conclure que le magma générateur des granodiorites et granites monzonitiques intrusifs a pris naissance à un niveau qui n'est pas accessible à l'observation, mais qui a atteint la couverture paléozoïque, et la mise en place de ces massifs intrusifs

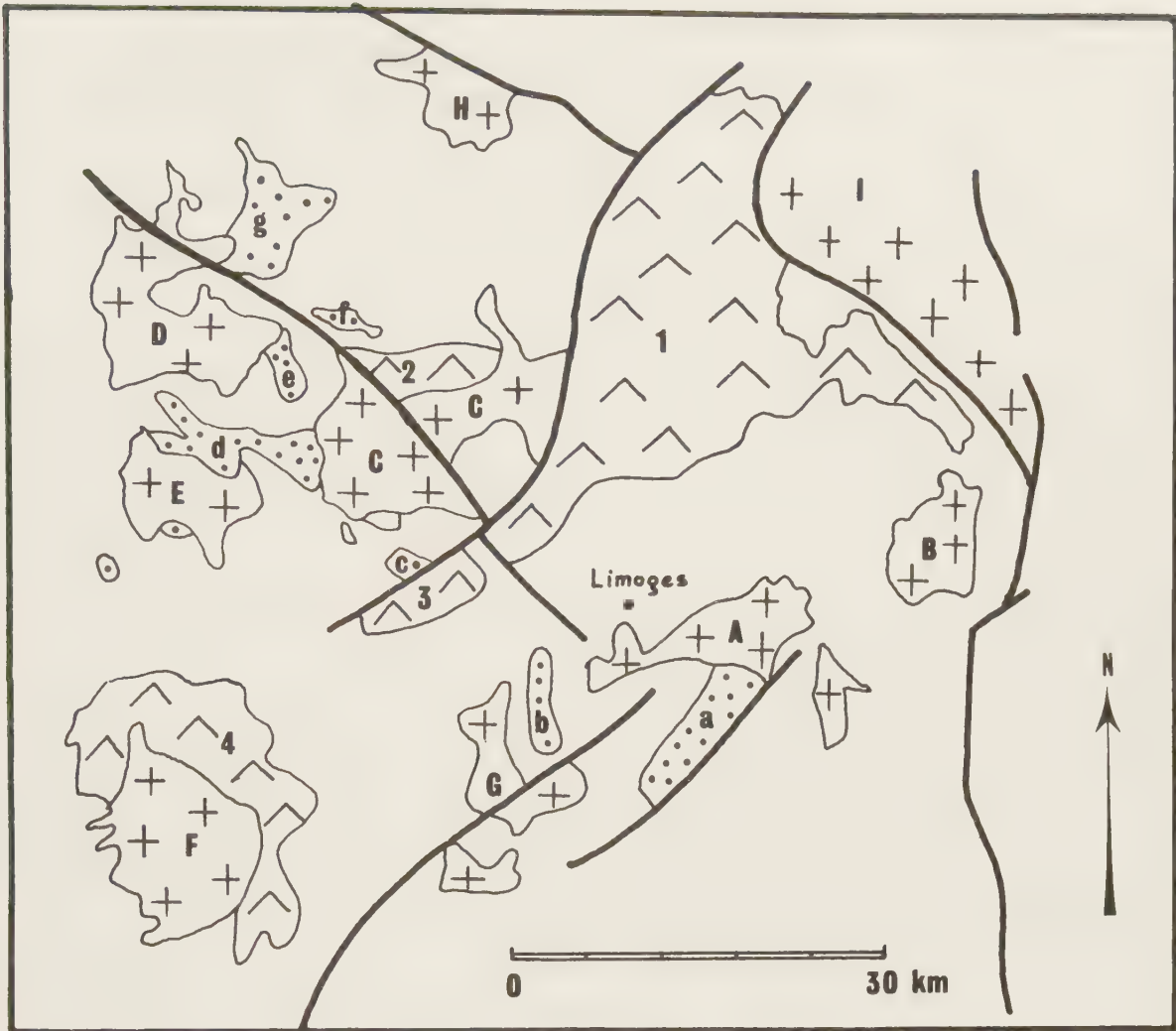


Figure 39 : Carte schématique des granitoïdes du Haut Limousin.

 1 - StSylvestre - StGousaud, Brame, Chateauponsac.
Leucogranites 2 - Blond . 3 - Cognac . 4 - StMathieu s.l., Roussines.

 A : Aureil . B:Auriat. C:Vaulry - Cieux - StJunien . D : Hesse -
Granodiorites Hiesse - Confolens - Availles . E : Chirac . F : Piegut Pluviers .
Monzogranites G : Nexon - Flavignac - Les Places . H : Oradour-St-Genest .
I : Guéret.

 a : StJean-de-Ligoure. b : Nexon . c : St Junien. d : Saulgond-
Diorites StMaurice. e : Lesterps. f : Bussière Boffy. g : StBarbant.
quartziques

a été précédée et accompagnée par une injection de roches plus basiques qui ont été disloquées et enclavées. Par contre le magma leucogranitique, beaucoup moins mobile a formé des intrusions à proximité de la zone d'anatexie où il a pris naissance.

En Haut Limousin ces deux familles sont représentées par de nombreux massifs (fig.39). Vu l'importance spatiale de ces granites et les diverses interprétations proposées quant à leurs âges et à leurs genèses, nous avons entrepris l'étude radiométrique de ces granites s.l.

Nous exposerons donc les résultats obtenus et les interprétations proposées dans cette partie du mémoire. L'aspect plus géochimique (teneurs en Rb, Sr, valeurs du rapport initial) sera traité en 3ème partie ou seront adjoints les résultats de dosage du potassium et du baryum.

Plutôt que de présenter et discuter nos résultats par famille (granodiorites - leucogranites) nous avons préféré donner ceux-ci sous forme régionale car souvent, dans un même ensemble les 2 familles sont étroitement associées ; dans d'autres régions, par exemple dans l'ouest, tous les granites sont à amphibole. Une description géologique sommaire (pétrographie, chimie ...) précède pour chaque unité, l'étude géochronologique.

Une synthèse essaiera de dégager une chronologie de mise en place de ces divers granitoïdes.

LA CHAÎNE GRANITIQUE DE HAUTE-VIENNE : GRANITES
de la BRÂME, de CHATEAUPONSAC et de S^tSYLVESTRE S^tGOUSSAUD

1 - SITUATION - SUBDIVISIONS

La chaîne granitique de la Haute Vienne forme un massif d'environ 30 km du nord au sud sur 30 km d'ouest en est si l'on excepte l'appendice de S^t Goussaud à l'Est. Ce massif est limité à l'Ouest par la faille de Nantiat, au Sud et à l'Est par les métamorphites de l'arc du Thaurion, au NE par le granite de Guéret dont il est séparé par une faille, et au NW par le granite de S^tSulpice les feuilles.

Cette chaîne est constituée par une trilogie granitique remarquable constituée par - en reprenant la terminologie de Chenevoy (1958) et Ranchin (1971) - le granite de la Brême, le granite de S^tSylvestre S^tGoussaud et le granite de Chateauponsac (fig.40). La distinction entre ces divers granites est nette comme nous le verrons, sur le plan pétrographique, mais des analogies remarquables existent sur le plan chimique.

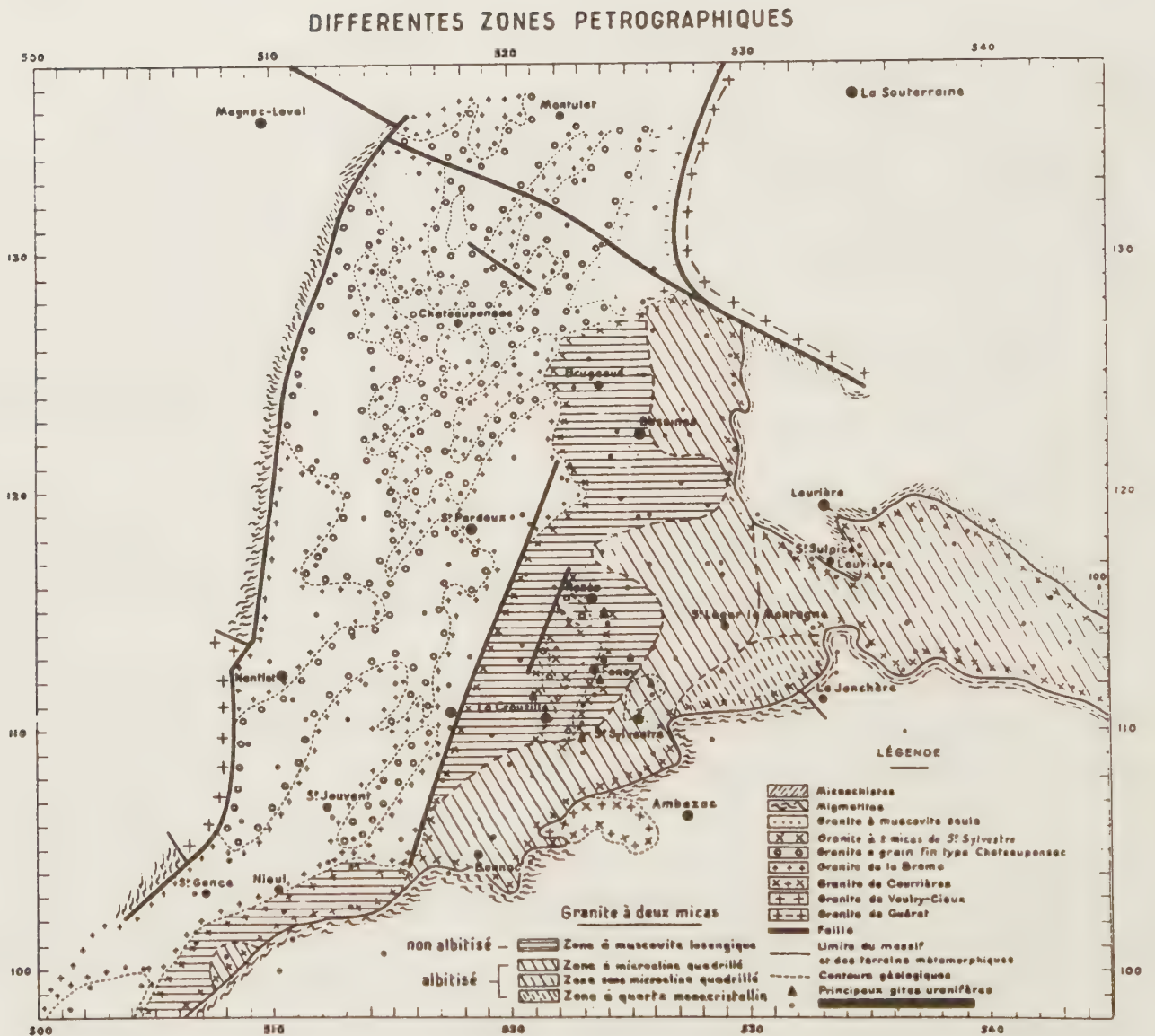
En ce qui concerne l'âge de ces granites et leur mode de formation, les opinions sont très diverses ; nous allons pour fixer les idées les examiner rapidement.

Pour Mallard (1869), bien qu'il soit difficile de tracer des limites entre le granite gneissique (le granite de la Brême) et le granite à mica blanc (S^tSylvestre), le granite gneissique serait plus jeune que le granite à mica blanc.

E.Raguin, par contre, assimile le granite de la Brême aux autres granites intrusifs de la région et admet l'individualité des granites à deux micas qui seraient postérieurs.

M. CHENEVOY (1958), d'après les caractères de ces granites, admet une relation génétique entre le granite de la Brême et celui de S^tSylvestre. Si l'on admet l'origine commune de ces deux massifs, l'orientation du granite de la Brême serait d'origine métamorphique, " la formation de l'ensemble granite de la Brême, granulite de S^tSylvestre doit être considérée comme un événement contemporain d'une phase de métamorphisme général, la partie haute de l'édifice y ayant seule échappé " ... " une genèse synmétamorphe de la chaîne granulitique de la Haute Vienne nous paraît hautement probable ". Quant au granite de Chateauponsac " il leur paraît légèrement postérieur ... bien que congénère ... il correspond à une venue tardive se rattachant au même cycle de granitisation". Pour cet auteur, le granite de la Brême a une origine métagénétique et s'est formé in situ par bourgeonnement progressif de phénoblastes acides au sein d'une trême ancienne, micaschistes ou gneiss à cordiérite, et les granulites

Figure 40 : La chaîne granitique de Haute Vienne : massifs de Chateauponsac, de la Brame, et de Saint Sylvestre d'après G.Ranchin (1970).



banales du Limousin - donc le massif de S^tSylvestre - " seraient issues, non d'un magma granulitique extravasé, mais d'une recristallisation des roches préexistantes, accompagnée d'échanges restreints de certains éléments ".

Pour Gautsch (1958) le granite orienté de la Brême est au contraire superficiel.

En 1969, dans leur esquisse géologique du Nord Limousin, Marquaire et Moreau écrivent que le granite de la Brême "représente à l'origine un bloc de substratum antehercynien " ... et à la faveur de la tectonique tangentielle hercynienne, ce bloc transverse a été comprimé en voute surbaissée .

... Si l'on admet ce schéma, on explique la dissymétrie observée entre les bordures Est et Ouest. Le bord Ouest a joué d'abord en faille de compression ... le bord Est, par contre, en détente de Bessines à Cognac le Froid, aurait permis la cristallisation tranquille du granite homogène à gros grain, à deux micas, dans la déchirure entre la Brême et les séries métamorphiques ...; contemporaine de la granitisation hercynienne, la métasomatose envahit le gneiss de la Brême et provoque les recristallisations partielles observées ".

J.Barbier (1970) exprime une opinion différente. Il admet le passage graduel du granite de la Brême au granite de S^tSylvestre et en comparant le granite de Chateauponsac aux granites tardimigmatitiques décrits par Cogné (1960) en Bretagne méridionale pense que l'on peut attribuer au granite de Chateauponsac " un âge postérieur à celui de la Brême et antérieur au granite de S^tSylvestre ; ce qui donnerait dans le temps la succession granite à biotite sillimanite - la Brême - granite à biotite andalousite - Chateauponsac - granite à 2 micas - S^tSylvestre ".

Ranchin (1971) qui a observé des faciès de convergence entre le granite de la Brême et le granite de Guéret émet l'hypothèse "que la granitisation de la Brême pourrait représenter le prolongement de la granitisation de Guéret dans la superstructure plus faiblement métamorphique de l'orogénèse hercynienne ". De leurs relations mutuelles il conclut que les granites à 2 micas (S^tSylvestre) sont congénères des granites à biotite auxquels ils sont associés (Brême) et en dérivent par différenciation - Ce passage progressif serait dû, selon Ranchin, à une évolution des conditions thermodynamiques de la cristallisation du granite. Les modifications de la température de cristallisation (phase fluide) peuvent expliquer la présence de sillimanite dans le granite de la Brême, d'andalousite dans Chateauponsac et d'une partie de la muscovite de S^tSylvestre.

En conclusion on peut admettre, tous les auteurs sont d'accord, que le passage entre le granite de la Brême et le granite de S^tSylvestre est graduel et il est souvent difficile de tracer une limite nette entre ces deux roches - Quant au granite de Chateauponsac, le cas le plus fréquent est un contact net de type intrusif avec le granite de la Brême; ceci en général au centre du massif,

Dans d'autres zones il est difficile de tracer une limite, le granite de Châteauponsac forme alors des bouffées diffuses et irrégulières.

D'autre part seul le massif de S^tSylvestre-S^tGoussaud est en contact avec l'encaissant : ce massif est intrusif aussi bien dans les micaschistes et gneiss plagioclasiques à l'Est que dans les orthogneiss quartzo-feldspathiques du Thaurion au Sud dont la mise en place et le métamorphisme, rappelons-le, datent respectivement du Cambro-Ordovicien (vers 500 M.A.) et du Dévonien moyen (vers 365 M.A.).

2 - LE GRANITE DE LA BRAME.

Toute la région ouest de la chaîne granitique est constituée par un ensemble hétérogène de granite orienté (le granite de la Brême) et de granite à grain fin qui forme une trame complexe dans ce dernier : le granite de Châteauponsac. Le granite de la Brême est caractérisé par une foliation très nette et même par une linéation due à l'abondance de la sillimanite fibreuse. Cette schistosité est plus ou moins accentuée, mais elle est caractéristique de ce granite.

De nombreuses enclaves de roches métamorphiques se rencontrent dans tout le massif; elles sont de dimensions très variables (septas allongés parallèlement à la schistosité, ou panneaux cartographiables).

La paragenèse caractéristique de ce granite est celle du sous faciès à sillimanite - almandin - orthose du faciès amphibolite. Deux types principaux ont été mis en évidence par Ranchin (1971) d'après l'habitus de la sillimanite:

- un faciès à sillimanite fibreuse

- un faciès à sillimanite prismatique et cordiérite.

Le faciès type à sillimanite fibreuse qui affleure dans la partie nord est de couleur claire, à grain moyen ; sa texture planaire et cloisonnée n'est pas cataclastique. Il est caractérisé par des lits très fins de sillimanite fibreuse et de biotite séparés par des lits beaucoup plus importants d'éléments quartzo-feldspathiques. Les autres constituants principaux sont la muscovite, en fines paillettes, en remplacement d'autres minéraux ; l'orthose maclée Carlsbad, en lattes allongées parallèlement à la schistosité ; les plagioclases, oligoclase (An 12-18) xénomorphe ; le quartz abondant en plages monocristallines.

Chimiquement il s'agit d'un leucogranite calco-alcalin potassique.

Le faciès à sillimanite prismatique et rare cordiérite se trouve à l'extrémité nord (région d'Arnac la Poste) et dans la région sud (S^tJouvent). La sillimanite en cristaux prismatiques est associée à la biotite; la cordiérite rare est altérée. Dans la région sud, ce faciès forme une amande au sein du type précédent, et l'abondance de la biotite détermine plus que la sillimanite l'orientation, mais par rapport au faciès type, on retrouve les mêmes minéraux, et sa composition chimique est très voisine. L'aspect général dans ce secteur est une tendance porphyroïde nette. L'étude isotopique a été effectuée sur

Figure 41 : Diagramme isochrone roches totales. Granite de la Brame.

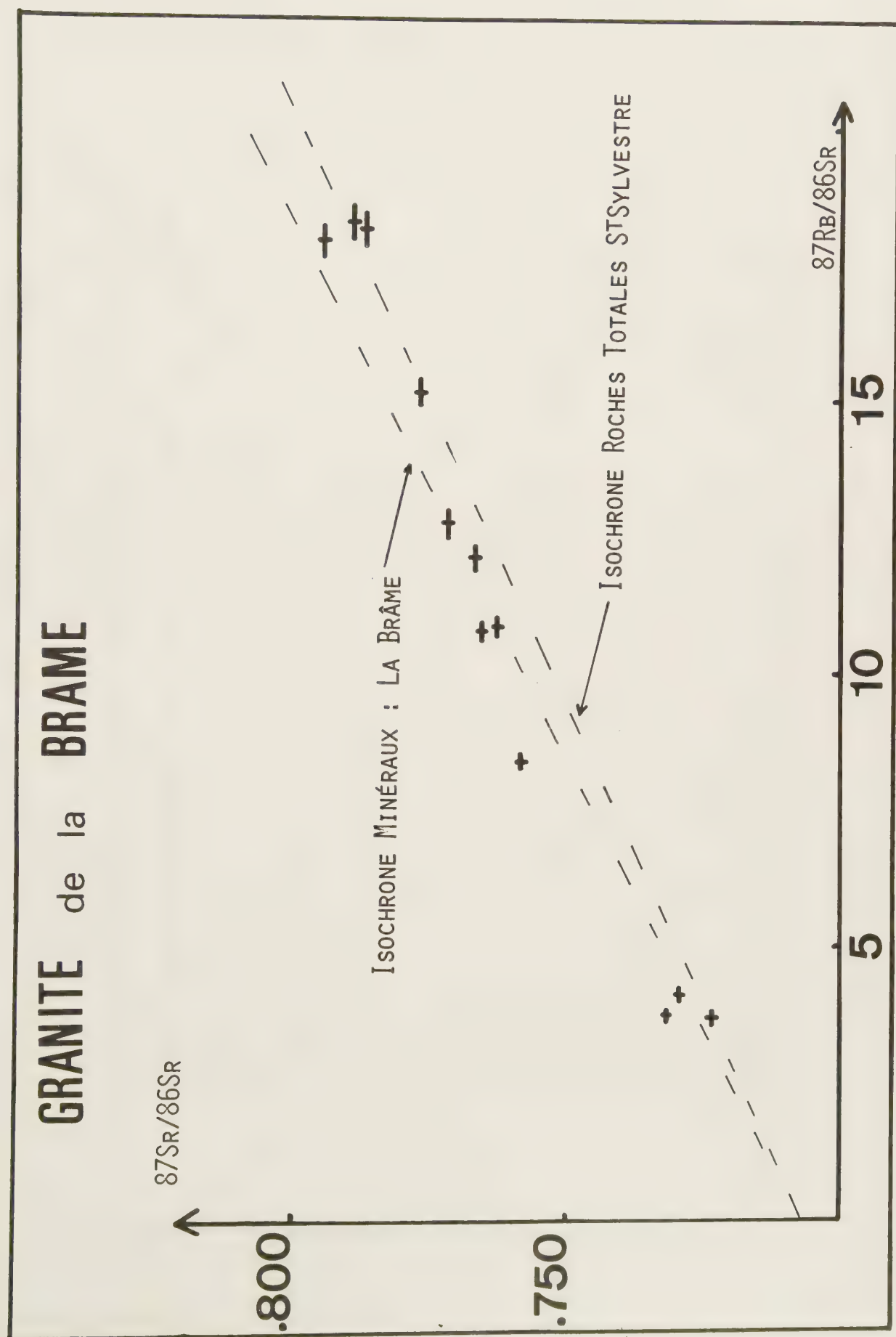
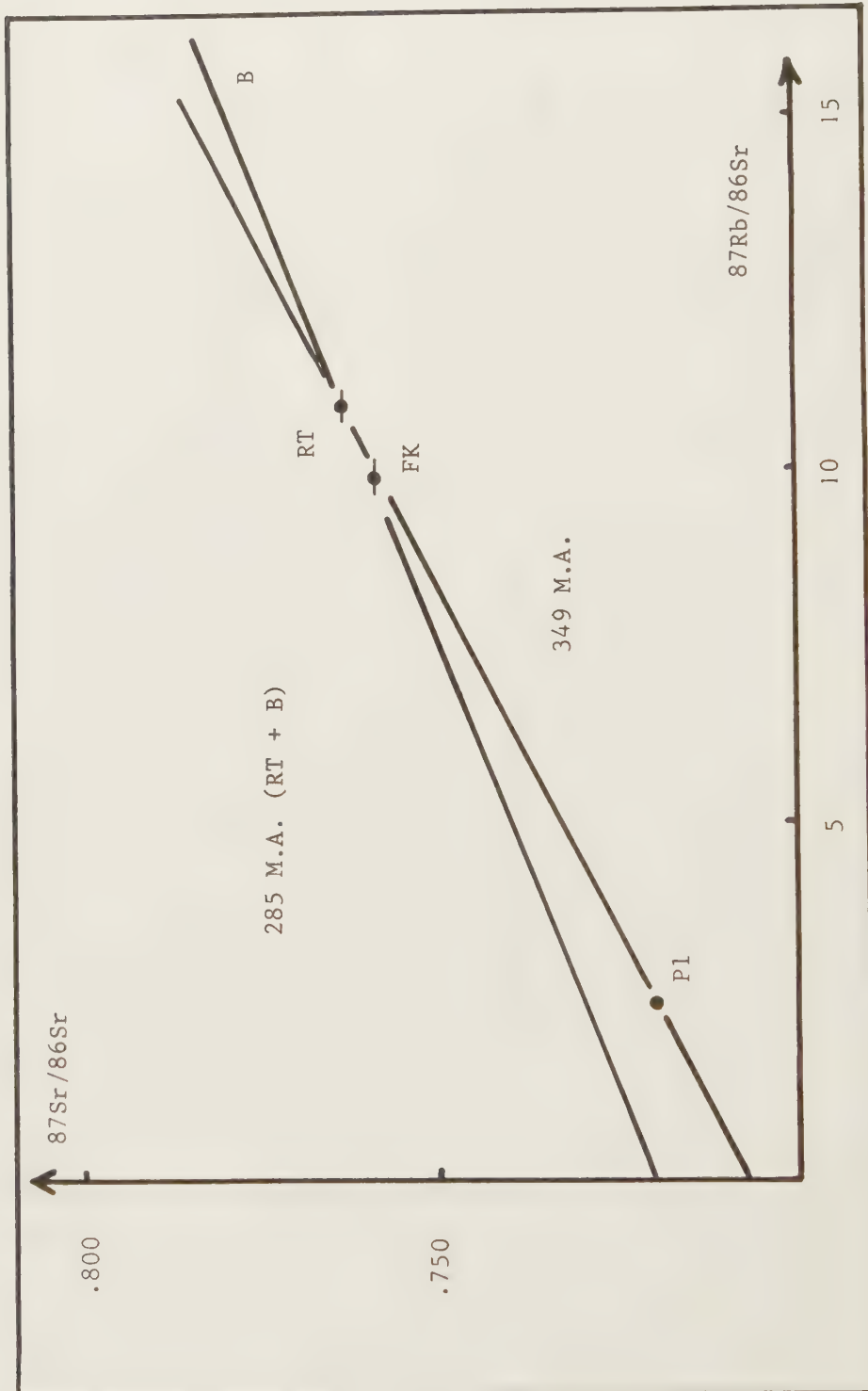


Figure 42 : Isochrone de minéraux . Granite de la Brame.



12 échantillons prélevés sur l'ensemble du massif. Quatre proviennent de sondages, les n°s 5297 et 5298 du sondage CS₂ près de Compreignac et les n°s 6109 et 6110 du sondage F.S. (Ces échantillons proviennent du C R P G de Nancy et nous ont été transmis par H.Carrat).

Le report des points analytiques des roches totales dans le diagramme de Nicolaysen montre qu'il n'est pas possible de tracer une isochrone (fig.41). Les minéraux (Pl, FK, RT) d'un échantillon définissent par contre une droite dont la pente correspond à un âge de 349 M.A., et la RT + B donnent 285 M.A. (fig.42).

L'interprétation de ces résultats est faite en fin de chapitre, par comparaison avec les granites associés de Chateauponsac et de StSylvestre. Il faut cependant remarquer que dans le diagramme (fig.41) des roches totales, on distingue nettement deux populations : les points bas correspondent aux échantillons prélevés dans le sud (près de StJouvent) où le granite présente une nette tendance porphyroïde.

3) LE GRANITE DE STSYLVESTRE-STGOUSSAUD

Accolé au flanc est du granite de la Brême, le massif de StSylvestre-StGoussaud est constitué par un granite à deux micas, à texture équante, de couleur claire et à grain gros. Les travaux de Barbier et al (1969) et de Ranchin (1971) ont mis en évidence une zonalité pétrographique dans ce massif.

- une zone occidentale dite " non albitisée" à muscovite losangique, et orthose peu perthitique.

- une zone orientale dite "albitisée", avec de l'orthose très perthitique dans la partie est et du microcline quadrillé dans la partie ouest.

La zone occidentale située près du granite de la Brême est assez hétérogène. La roche, en général équante est à grain moyen à gros. Ses principaux constituants sont : le quartz en grande plages globuleuses, l'orthose en grands cristaux automorphes, maclés Carlsbad peu perthitique et poecilitique, l'oligoclase (An 13-17), la muscovite primaire, losangique. La biotite est rare, et la sillimanite résiduelle est signalée. Chimiquement il s'agit d'un leucogranite calco-alcalin potassique. La zone orientale est une zone de sodification. D'Ouest en Est on trouve une zone de microcline quadrillé en grands cristaux automorphes, avec des veines et plages d'albite; puis une zone orientale sans microcline quadrillé mais riche en perthites avec de grandes lattes d'albite.

Figure 43 : Isochrone roches totales . Granite de S^tSylvestre.

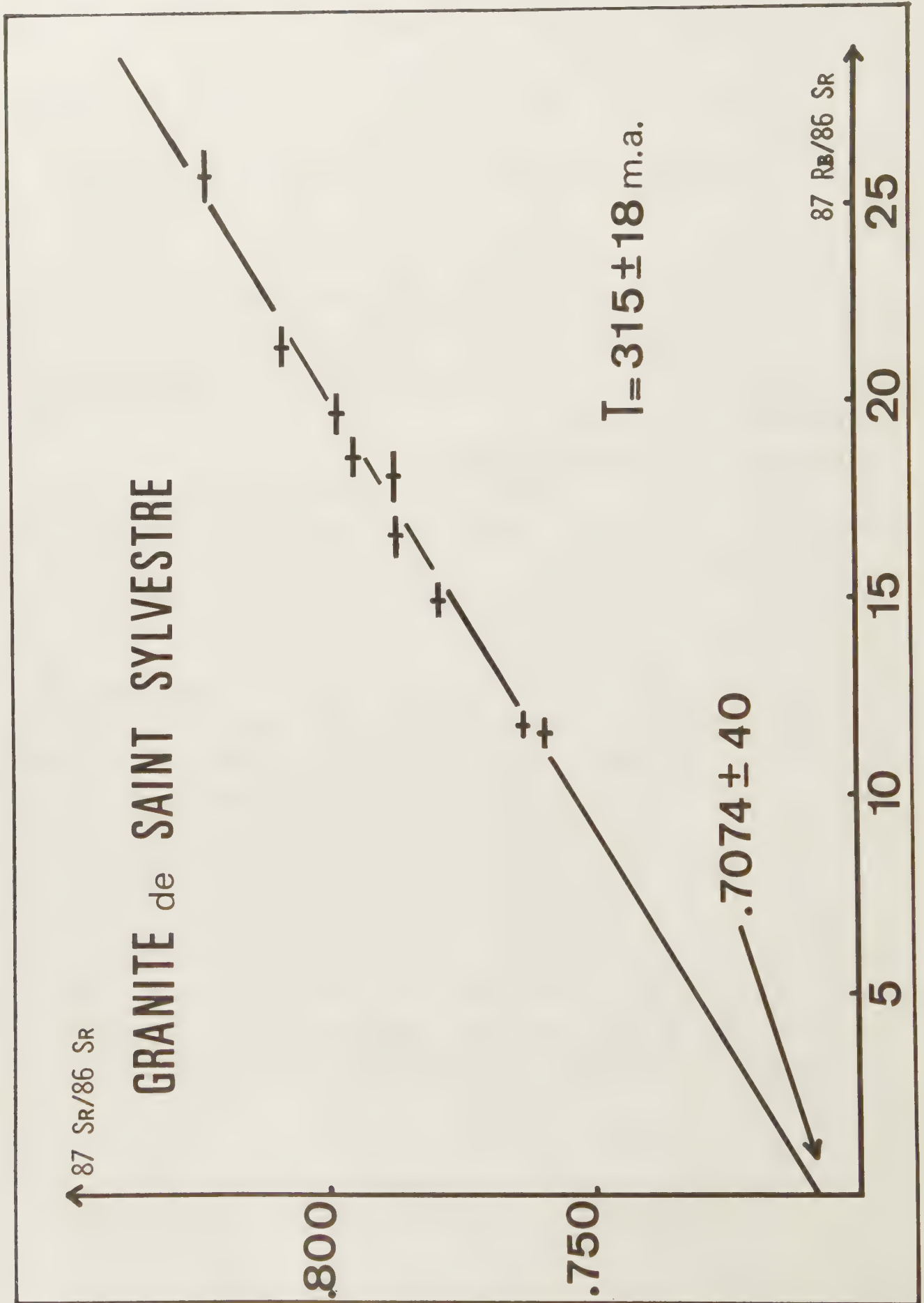
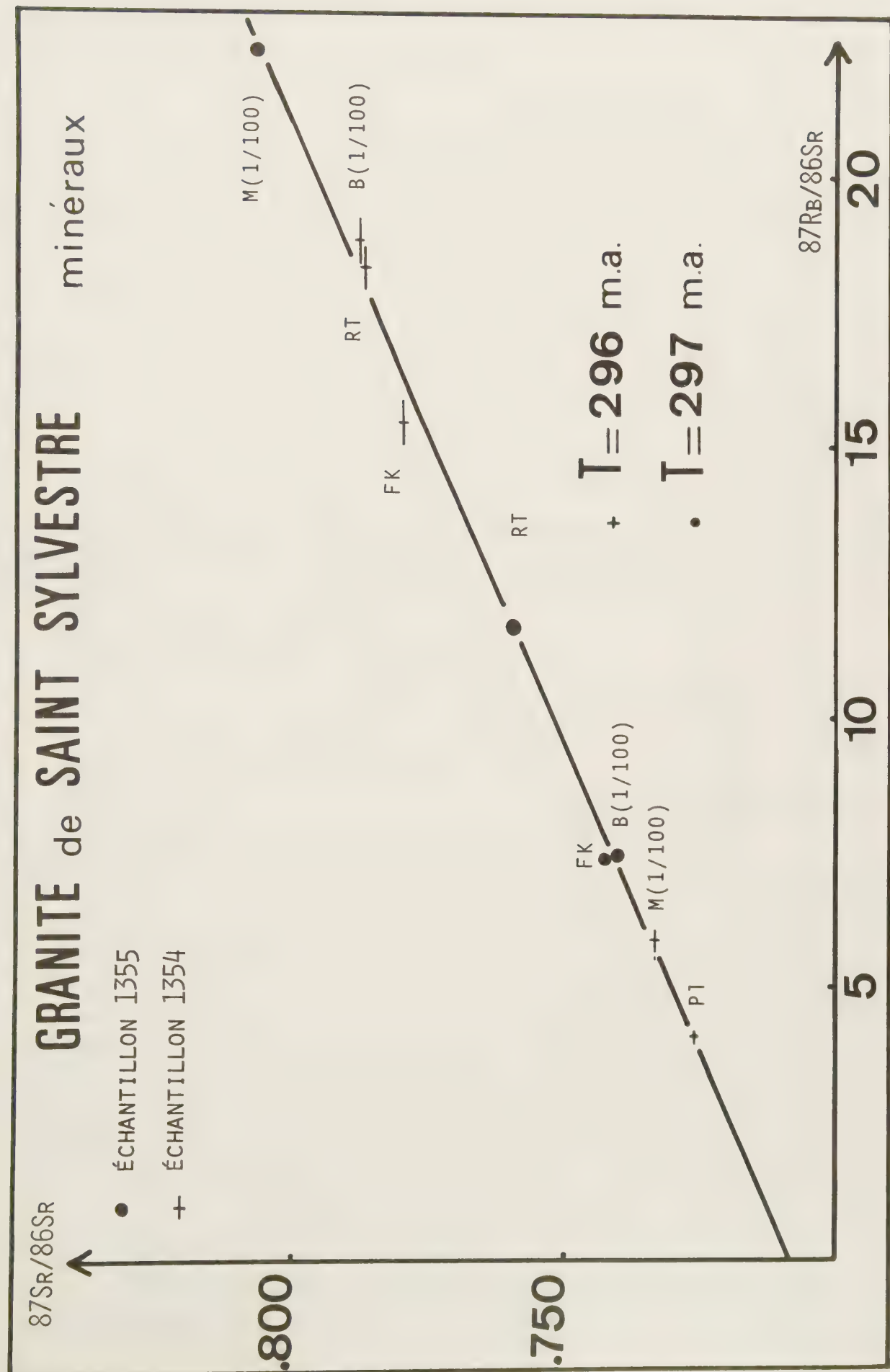


Figure 44 : Isochrone de minéraux . Granite de Saint-Sylvestre.



Enfin au sud (région de la Jonchère et Sauvagnac) la zone albitisée est caractérisée par la présence d'une structure microgrenue porphyrique avec de gros quartz globuleux. Dans toute cette zone "albitisée", la muscovite est toujours très abondante et la biotite rare. Chimiquement on observe des variations assez importantes (SiO_2 , K_2O , $\text{Na}_2\text{O}...$).

Cette zonalité minéralogique et chimique du granite de S^tSylvestre, d'Ouest en Est est surtout caractérisée par une diminution de la potasse (Ranchin 1971) et une augmentation parallèle de la soude (Burnol, 1974), le rapport K/Na variant de 2,5 et plus, à l'Ouest, jusqu'à moins de 1,3 à l'Est.

Dans ces différents ensembles, les transitions sont graduelles et il est difficile de tracer une limite nette entre les divers faciès.

Les 9 échantillons prélevés dans la zone ouest à muscovite losangique proviennent des diverses mines d'uranium du Limousin (mine de Magnac, carrière du Brugeaud, mine de Fanay ou Fanet). Ils déterminent une isochrone dont l'âge est $T = 315 \pm 18$ M.A. et $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7074$ (fig.43). Un autre échantillon (RT 4777) provenant de la zone est (massif de S^tGoussaud) s'aligne sur cette droite sans en modifier les caractéristiques. Les minéraux de 2 échantillons ont été analysés et les isochrones obtenues donnent les résultats ci-dessous (fig.44).

Echantillon 1354 : RT + Pl + Fk + B + M

$T = 296 \pm 7$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7089$.

RB + B : 288 M.A. ; et RT + M = 298 M.A.

Echantillon 1355 : RT + FK + B + M

$T = 297 \pm 9$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,710$

RT + B : 297 M.A. et RT + M : 304 M.A.

4 - LE GRANITE DE CHATEAUPONSAC

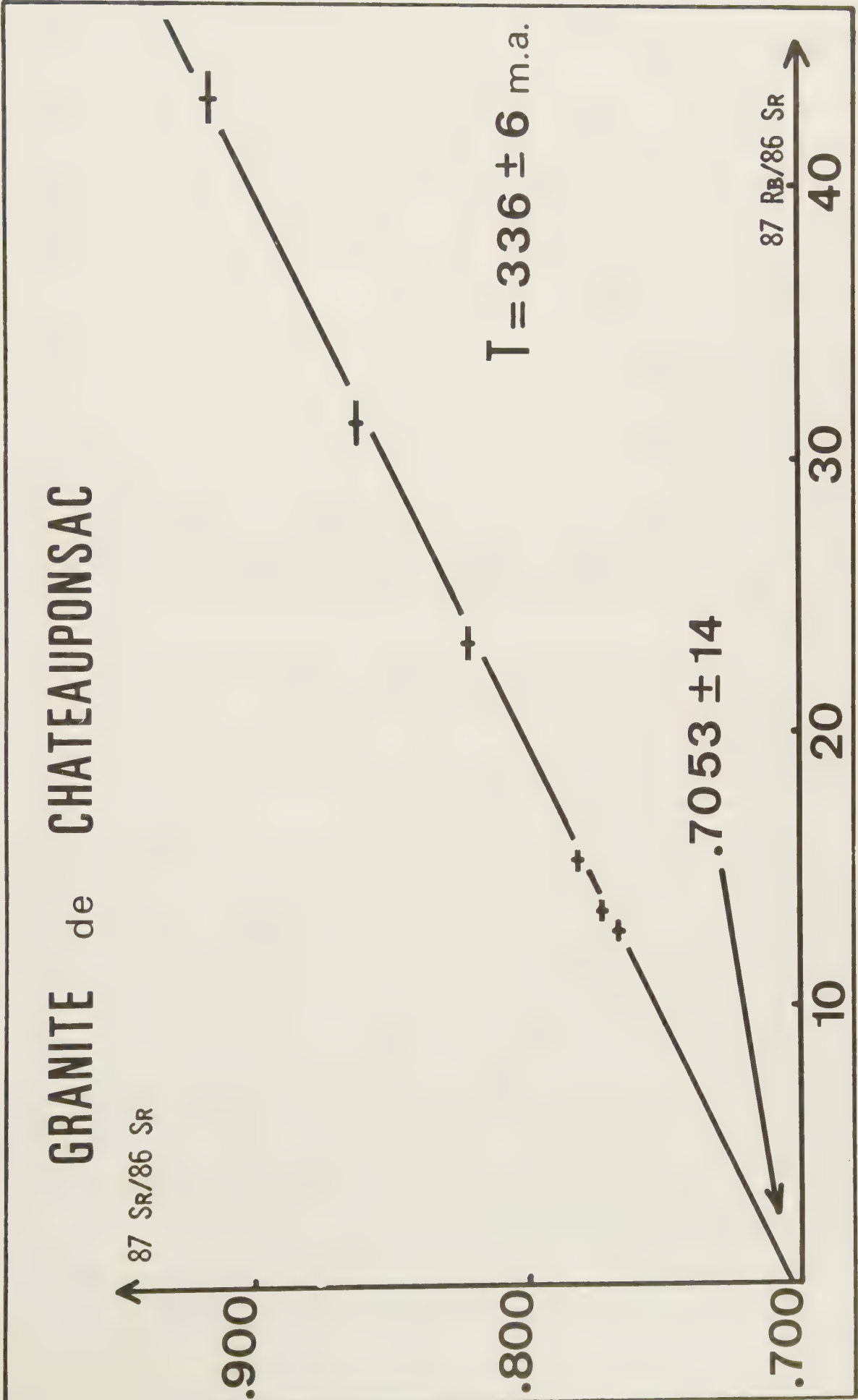
Il se présente sous la forme de nombreux petits massifs qui lardent le granite de la Brême; quelques pointements dans la partie ouest du granite de S^tSylvestre lui sont rapportés.

C'est un granite clair, à grain fin, à 2 micas et andalousite; il apparaît homogène et à texture équante. Les pointements situés dans le granite de S^tSylvestre sont à muscovite seule.

La caractéristique de ce granite est donc la présence d'andalousite de teinte rose souvent altérée en séricite et généralement incluse dans la muscovite où son aspect est résiduel. Quartz en plages monocristallines, orthose maclée Carlsbad, albite-oligoclase, muscovite et biotite disséminées dans le fond quartzo feldspathique sont les autres constituants majeurs. La composition chimique moyenne est voisine du faciès type de la Brême.

L'étude de 6 échantillons répartis dans le massif donne une excellente isochrone avec $T = 336 \pm 6$ M.A. et $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7053$ (fig.45). La biotite et la muscovite d'un échantillon donnent respectivement les âges conventionnels de

Figure 45 : Isochrone de roches totales . Granite de Chateauponsac.



277 et 284 M.A. avec un strontium origine de 0,7053 (celui de l'isochrone des roches totales).

5) INTERPRETATION DES RESULTATS

Deux périodes de mise en place sont mises en évidence, une au Carbonifère inférieur (Tournaisien) pour le granite de Chateauponsac, et une au Carbonifère moyen (Namurien) pour le granite de S^tSylvestre.

Si pour le granite de S^tSylvestre aucune figure de mélange n'est mise en évidence dans le diagramme 87Sr/86Sr - 1/86Sr (fig.46) - l'isochrone et donc l'âge sont significatifs -, il n'en est pas de même pour le granite de Chateauponsac où une droite de mélange existe (fig.46).

Dans l'hypothèse proposée par Chenevoy, où ce granite se serait formé in situ par des phénomènes de métasomatose, on peut penser que celle-ci est à l'origine de cette figure de mélange; le diagramme Rb/Sr en fonction de l'index de différenciation (Thornton et Tuttle 1960), fait apparaître une corrélation peu nette qui peut être interprétée comme une légère métasomatose (fig.47) Cependant les valeurs du strontium initial (0,7055 et 0,707) montrent que ces granites ne peuvent provenir d'une "recristallisation métasomatique des terrains métamorphiques préexistants", comme l'a envisagé M.Chenevoy, avec mise en place para autochtone; mais sont en faveur au contraire de la mise en place d'un magma leucogranitique allochtone.

La droite de mélange observée pour le granite de Chateauponsac résulte donc, à mon avis, d'un léger phénomène de contamination, à partir du granite de la Brême en cours de refroidissement, lors de la mise en place du magma. Cette contamination a été suivie d'une homogénéisation isotopique et la droite obtenue dans le diagramme de Nicolaysen est une isochrone.

Quant au granite de la Brême, où aucune figure de mélange n'est mise en évidence (fig.46), la dispersion des points représentatifs des roches totales montre, soit que les échantillons ne sont pas comagmatiques, soit que le magma était hétérogène isotopiquement (et que cette hétérogénéité a été conservée), soit que certains échantillons ont été réouverts. Nous avons vu que dans le diagramme isochrone (fig.41) deux populations sont mises en évidence : l'une à faible rapport Rb/Sr correspond au faciès porphyroïde, à structure planaire frustre, l'autre au faciès normal à grain moyen et nettement orienté. On pourrait donc envisager l'existence de deux granites différents; mais, même dans cette hypothèse, on n'observe aucun alignement soit pour un faciès, soit pour l'autre. De plus les observations de Ranchin (1971) montrent qu'il s'agit d'un seul et même massif avec passage progressif d'un faciès à l'autre.

Figure 46 : Diagrammes de mélange $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $1/^{86}\text{Sr}$. Granites de la chaîne de la Haute-Vienne (Chateauponsac, Brame, Saint-Sylvestre).

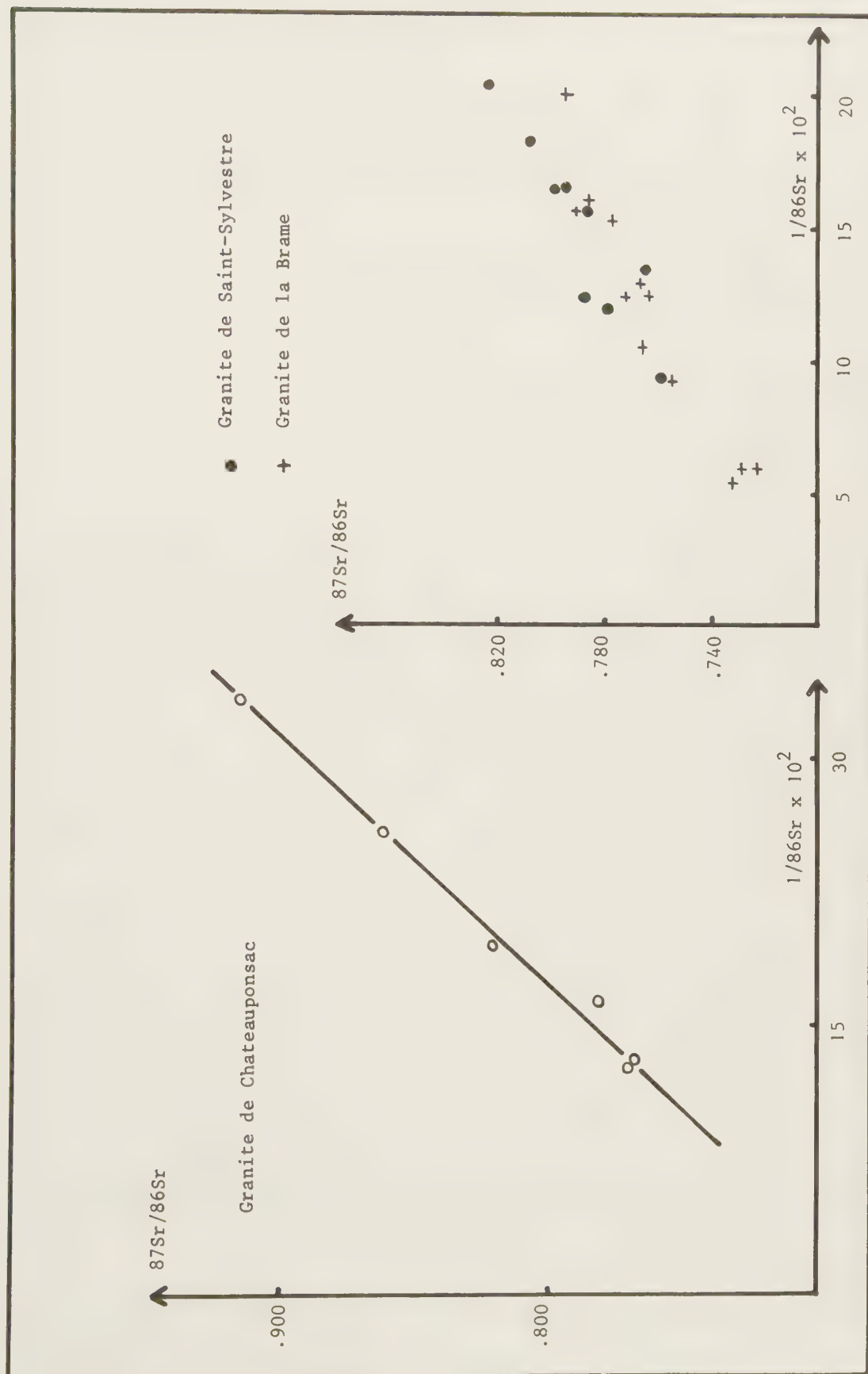
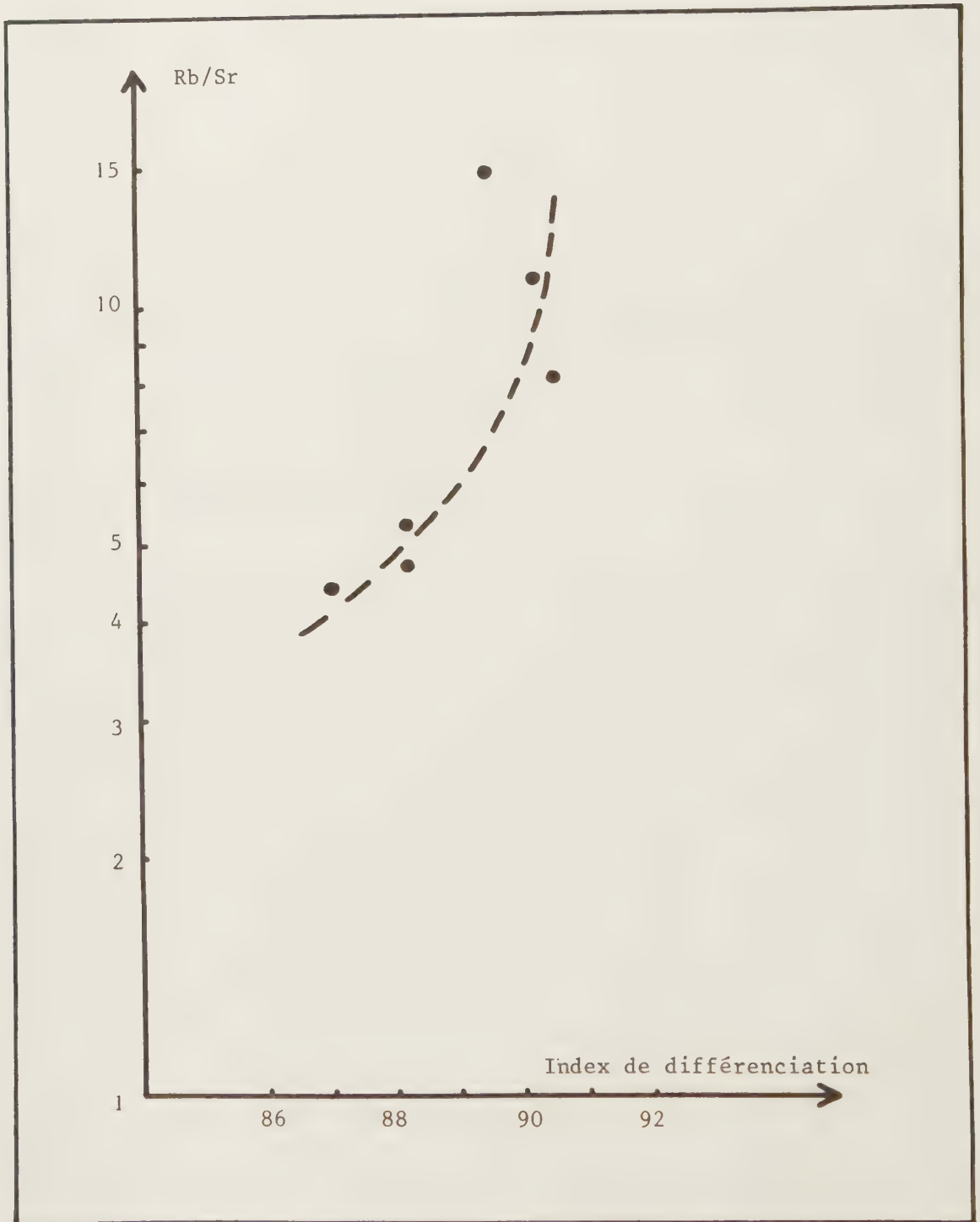


Figure 47 : Diagramme Rb/Sr - Index de différenciation.
Granite de Chateauponsac.



L'hypothèse de l'hétérogénéité isotopique du magma est difficile à contrôler, et nous pensons que la réouverture partielle de certains échantillons est vraisemblable car l'histoire géologique de ce granite est fort complexe. En effet, après sa mise en place sous des conditions de tension, ce massif a été intrudé par le granite de Chateauponsac; cet ensemble a été ensuite mis en forme par la phase P₃ au moment de la mise en place du granite de StSylvestre, et enfin quelques minéralisations uranifères -quel que soit leur mode de formation - s'y sont développées. La superposition de tous ces phénomènes qui impliquent des effets tectoniques et peut-être de métamorphisme de contact, me semble responsable d'une réouverture partielle de certains échantillons, et de la dispersion des points dans le diagramme de Nicolaysen.

Le granite de Chateauponsac, intrusif dans le granite de la Brême, étant Tournaisien (336 M.A.), ce dernier est donc plus vieux. L'isochrone de minéraux à 350 M.A. fixe donc l'âge minimum Dévonien supérieur de ce granite de la Brême.

Ni cataclastique, ni laminé comme les orthogneiss du Thaurion, il n'a donc pas subi les effets de la phase tectonique P₁ responsable de ces phénomènes dans les orthogneiss; le granite de la Brême est donc post Cambrien supérieur (âge de la mise en place des orthogneiss) et post P₁ qui est calé vers le Siluro-Dévonien. Le climat métamorphique maximum, syn à post P₂ est intra Dévonien moyen comme nous l'avons vu, avec apparition de zones anatectiques ; or la paragenèse du granite de la Brême, à sillimanite orthose et rare cordiérite, s'explique très bien dans ce contexte, ce qui nous conduit à admettre une mise en place de ce granite, synchrone de cette phase aux environs de 360 - 380 M.A. au Dévonien moyen. Les zones porphyroïdes peu orientées ont peut-être fini de cristalliser un peu plus tard, vers 350 M.A.

En conclusion, nous aurions dans le temps :

- mise en place du granite de la Brême entre P₁ et P₂ ou syn P₂ vers 360-380 MA au Dévonien moyen, avec sa paragenèse à sillimanite-orthose et rare cordiérite, en accord avec le degré métamorphique de l'encaissant.
- mise en place du granite de Chateauponsac post P₂ et ante P₃ au Carbonifère inférieur vers 340 M.A., dans le granite de la Brême en cours de refroidissement, d'où quelques phénomènes de métasomatose
- mise en place du granite de StSylvestre au Namurien vers 315 M.A. sur le flanc est de l'antiforme de la Brême formé lors de P₃, avec développement d'un métamorphisme de contact et rajeunissement des biotites de l'encaissant par effet thermique.
- L'ensemble de ces formations se refroidissent et atteignent une température inférieure à 300°C environ au Stéphanien.

CHAPITRE II

LES GRANITES DU HAUT LIMOUSIN OCCIDENTAL . GRANITES DE S^tMATHIEU s.l. et de PIEGUT PLUVIERS

1 - GENERALITES - PRESENTATION

Situé au Sud-Ouest de la région étudiée, entre Montbron et Nontron, ce massif est constitué par plusieurs types de granites décrits par Jeambrun (1957), Chenevoy (1958) et plus récemment par Dutreuil (1971) et Carré (1973). Ce complexe a été étudié en détail au point de vue géochronologique car un rapprochement entre les divers faciès et l'ensemble de la chaîne de la Haute Vienne que nous venons d'analyser (chap.I) a été envisagé par les divers auteurs précités.

On distingue en effet un leucogranite à deux micas riche en muscovite (S^tMathieu s.s;) que l'on rapproche du granite de S^t Sylvestre; un complexe de granites plus ou moins orientés, à sillimanite (granites "gneissiques" de Roussine: Limousines) que l'on compare au granite de la Brême et enfin un granite à grain fin, à petites muscovites et silicates d'alumine (sillimanite ou andalousite) que l'on rapproche du granite de Châteauponsac.

Accolé à l'ouest de cet ensemble leucogranitique, existe un granite à biotite : le granite de Piegut Pluviers. Ces deux grands types - S^tMathieu s.l. et Piegut - forment un massif ovoïde qui s'étend sur 25 km du Nord au Sud et sur 20 km d'Est en Ouest (fig.48).

Les études pétrographiques et chimiques conduisent à penser que les leucogranites s.l. (S^tMathieu, granites gneissiques et granites à silicates d'alumine) forment un même ensemble (Carré, Dutreuil). En effet le passage entre ces diverses unités est progressif, et sur le plan chimique, tous sont des granites calco-alcalins à alcalins monzonitiques. Pour Carré (1973) " au niveau des éléments majeurs le granite de Roussines n'apparaît pas vraiment différent du granite de S^tMathieu et de Champniers Reilhac (le granite à petites muscovites, et à silicates d'alumine). Sur le terrain aucune discontinuité n'a été observée et même une partie du granite à petites muscovites apparaît liée au granite de Roussines. Il semble donc difficile de dissocier ces différents granites et préférable de les considérer comme faisant partie d'un même ensemble". Le faciès banal - S^tMathieu - est intrusif dans les micaschistes mésozonaux à staurotide grenat ou sillimanite grenat, et y engendre un métamorphisme de contact léger et de faible extension avec apparition de cordiérite ou d'andalousite, de biotite et muscovite. Ces leucogranites auraient pour origine l'anatexie de la série métamorphique encaissante (Chenevoy 1958 - Dutreuil 1971).

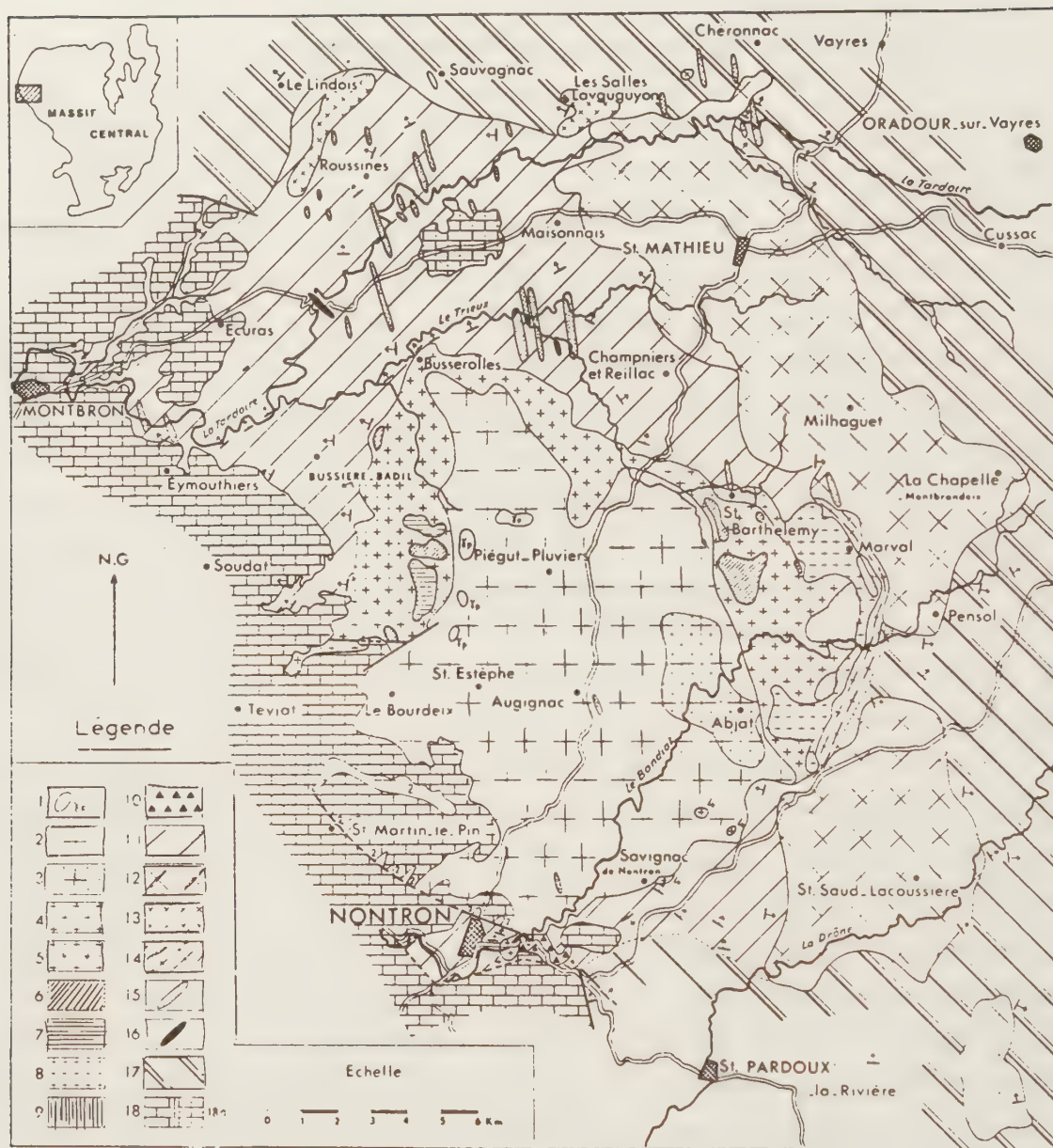


FIG. 48 — Carte géologique des massifs granitiques en haut Limousin occidental.

1 : granodiorite porphyrique de Lauterie ; 2 : granodiorite de Piégut-Pluviers ; 3 : granodiorite de Piégut-Pluviers associée à des aplites miarolitiques ; 4 : granodiorite grain moyen ; 5 : granodiorite grain moyen associée à des aplites miarolitiques ; 6 : microgranodiorite ; 7 : microgranite monzonitique à deux micas de Barraud (W de Piégut-Pluviers) ; 8 : microgranite monzonitique perthitique à biotite de Charcilles ; 9 : microgranite mon-

zonitique à grains fins de Saint-Barthélemy ; 10 : diorite quartzique orientée de Nontron ; 11 : granite gneissique ; 12 : granite à deux micas gros grains ; 13 : granite à deux micas grains fins ; 14 : granite laminaire du Chatenet ; 15 : filons de microgranite ; 16 : filons de diabase ; 17 : métamorphites ; 18 : assises sédimentaires du Jurassique ; 18 a : terrains de recouvrement mio-

(d'après J.P. Dutreuil - 1971)

Le massif granodioritique de Piegut est également intrusif dans l'encaissant métamorphique avec développement d'un métamorphisme de contact.

" De par ses contours, le granite à biotite paraît intrusif dans le complexe de Bussière Badil (granite "gneissique")" Carré (1973), donc d'après cet auteur, le granite de Piegut serait postérieur au granite de StMathieu s.l.- Signalons aussi que le granite de Piegut est riche en enclaves microgrenues sombres qui représentent des différenciations du magma originel, injectées avant la mise en place du granite (Carré 1973). Pour Dutreuil la mise en place du granite de Piegut a dû se faire par granitisation de niveaux basiques tels que les diorites présentes dans la série gneissique. Ces 2 types de granite, StMathieu s.l. et Piegut sont donc différents par leur paragenèse, leur chimisme ... mais présentent des caractères minéralogiques communs, ce qui conduit Dutreuil à la conclusion que ces deux massifs "résulteraient d'une même granitisation appliquée à des terrains originellement différents " : diorites pour le massif de Piegut, et série gneissique pour le massif de StMathieu s.l. "L'anatexie de cette série gneissique aurait formé de véritables massifs granitiques, ceux de StMathieu par évolution directe, celui de Piegut par contamination d'un massif dioritique préexistant ", ainsi, "les granites gneissiques représenteraient la zone la plus profonde, le massif de Piegut ... franchement intrusif constituerait le terme le plus évolué, et le massif de StMathieu correspondrait à un stade intermédiaire de cette évolution".

2 - LE GRANITE DE STMATHIEU s.s.

Selon la taille des minéraux constitutants, deux faciès principaux ont été décrits, un faciès banal à gros grain et un faciès porphyroïde. Il s'agit d'un granite clair, équant, caractérisé par la présence de grandes lattes (1 cm) de muscovite primaire losangique ou hexagonale. La biotite, plus abondante dans le granite porphyroïde, forme de petites paillettes. Quartz à extinction roulante, orthose perthitique, plagioclases (An 12-14) subautomorphes sont les constituants majeurs ; l'apatite est rare. Très localement la disposition des micas en lits frustres donne un aspect orienté à ce granite.

L'étude isotopique de 6 échantillons prélevés sur l'ensemble du massif détermine une isochrone dont la pente correspond à un âge $T = 304 \pm 17$ M.A. avec un rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,717$ (fig.49).

L'isochrone des minéraux d'un échantillon (RT + FK + M) fournit un âge de 300 M.A. (fig.50).

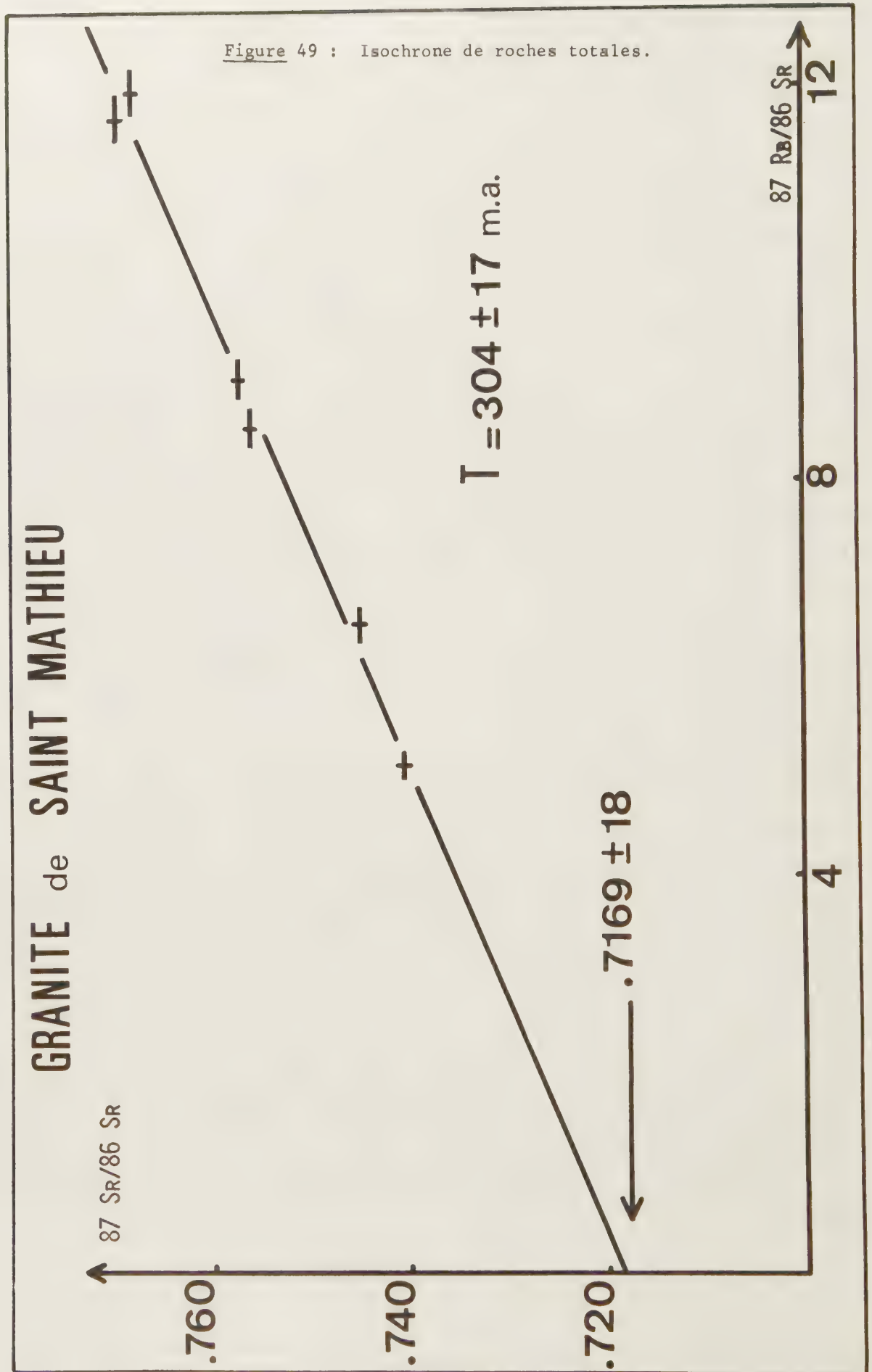
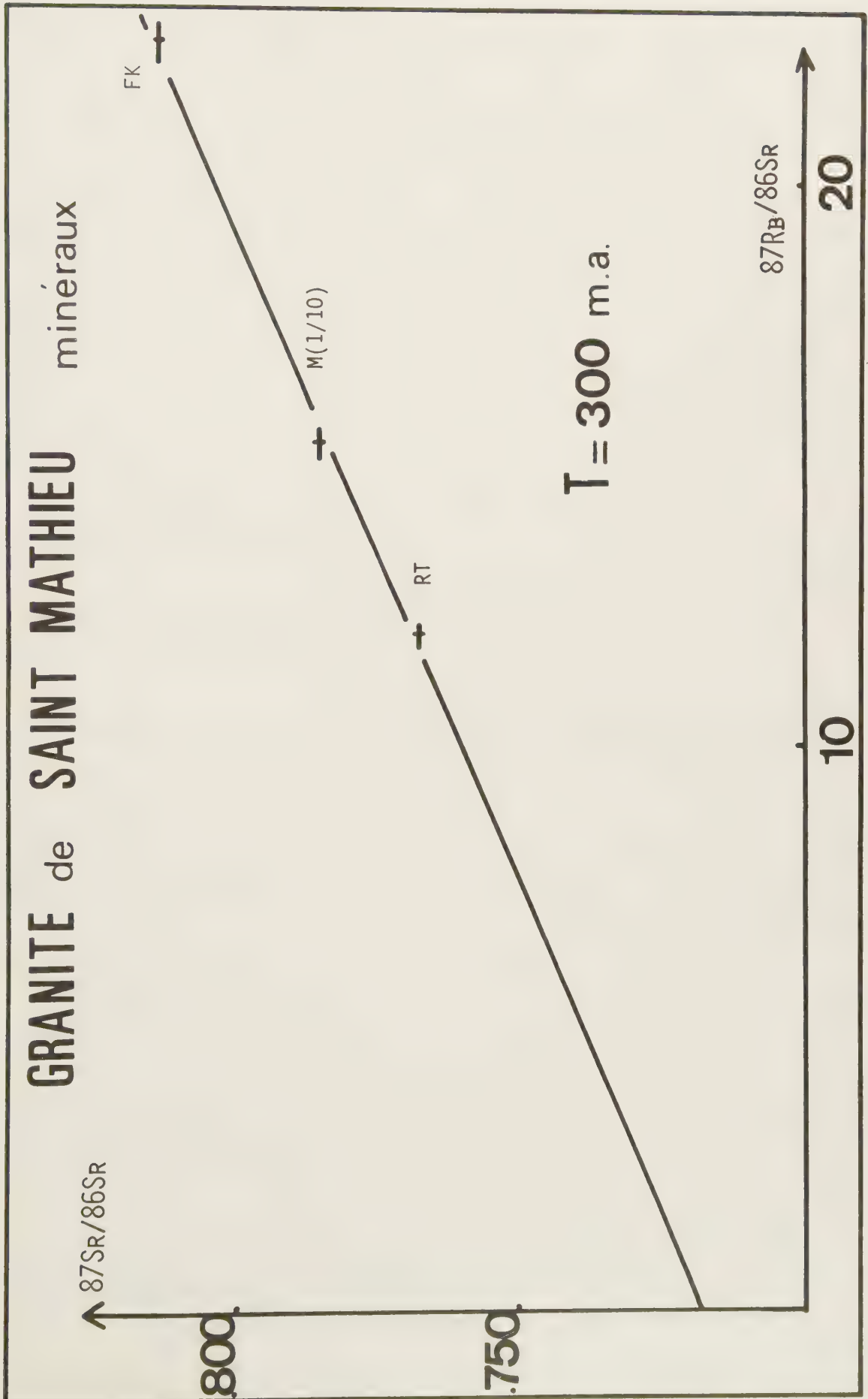


Figure 50 : Isochrone de minéraux.
Granite de S^tMathieu.



3 - LE GRANITE à PETITES MUSCOVITES et SILICATES d'ALUMINE

Ce faciès individualisé par Carré (1973) forme une enveloppe autour du granite de Roussines au nord - il correspond au granite de la Mothe de Jeambrun (1957) - et se continue selon une bande nord-sud entre le granite de StMathieu et le granite de Piegut. Ce faciès est pour l'enveloppe nord rattaché au faciès gneissique (type Roussines) et pour la zone sud décrit comme granite laminé du Chatenet par Dutreuil (1971).

Il s'agit d'une roche claire, à grain moyen, en général équante, et qui semble passer progressivement au granite de StMathieu. Il est caractérisé par la présence de silicates d'alumine : sillimanite dans la partie nord, andalousite dans la partie sud. L'andalousite est rare, très séricitisée, en épitaxie sur la biotite. La sillimanite en paquets flexueux de petites aiguilles, ou en amas de prismes est abondante. Ces deux minéraux semblent appartenir à la paragenèse granitique. Les autres constituants majeurs sont le quartz, l'orthose, le plagioclase (An 11-14) et la muscovite de forme amiboïde.

Le granite à grain fin, type Buzatière, décrit par Jeambrun (1957) et Dutreuil (1971) est inclus par Carré dans le granite à silicates d'alumine d'après sa carte géologique. Dans ce granite, Jeambrun décrit des pointements de granite de StMathieu qui serait donc postérieur.

Les cinq échantillons analysés déterminent un mauvais alignement dont l'âge serait de 348 M.A. (0,705) ou 357 M.A. (0,704) en y incluant le point représentatif du faciès de la Buzatière (fig.51).

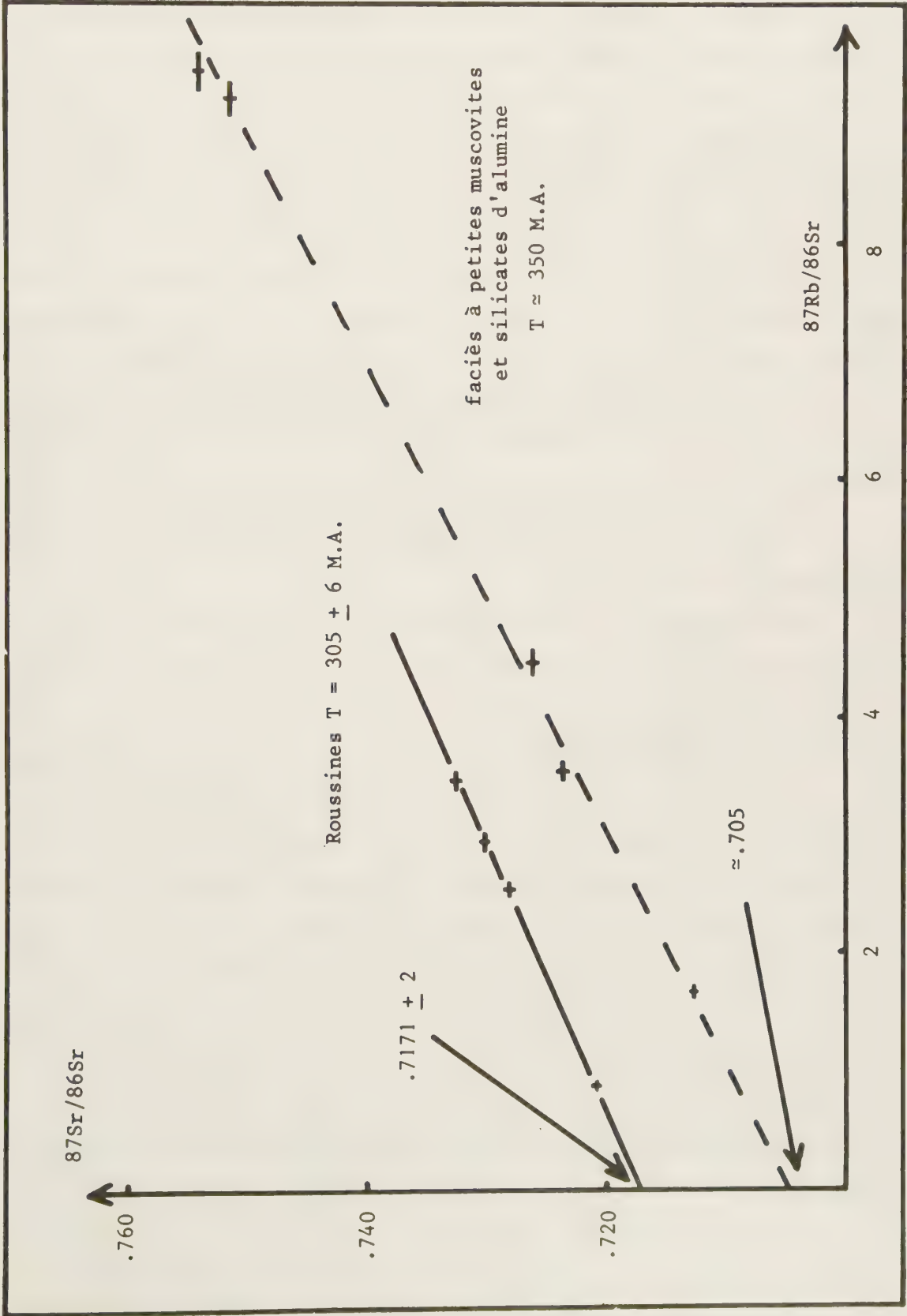
4 - LES "GRANITES GNEISSIQUES" (ROUSSINES - LIMOUSINES - BUSSIÈRE BADIL).

Individualisé par Jeambrun (1957) et Chenevoy (1958) sous le nom de granite de Roussines, appelé par Dutreuil (1971) granites gneissiques, cet ensemble a été subdivisé par Carré (1973) en plusieurs faciès : le granite à cloison de Roussines, le granite sans cloison des Limousines, et le complexe "gneiss" granite de Bussière Badil.

Les granites de Roussines et des Limousines ne diffèrent que par la présence ou l'absence de cloisons micacées. Le complexe de Bussière Badil est une formation très hétérogène où s'imbriquent des zones granitiques (type Roussine ou Limousines) et des zones gneissiques (micaschistes ou gneiss). Les granites sont des roches claires, à grain grossier, sans trace de cataclase. Les constituants majeurs sont : le quartz abondant à extinction roulante, l'orthose fortement perthitique, les plagioclases (An 10-15), biotite et rare muscovite, sillimanite résiduelle en paquets flexueux.

Les cloisons qui donnent un aspect orienté à la roche dans le granite de Roussines sont riches en sillimanite avec quartz, oligoclase, biotites riches en zircon, et rare muscovite. Ces cloisons apparaissent ^{comme} des restes de la série métamorphique encaissante.

Figure 51 : Diagramme isochrone roches totales.
Granite de Roussines, Granite à petites
muscovites et silicates d'alumine.



Sept échantillons ont été prélevés dans les faciès Roussines et Limousines ; le prédosage par absorption atomique du Rb et du Sr ayant donné des rapports Rb/Sr très voisins, 4 échantillons ont été étudiés. Ceux-ci déterminent une bonne isochrone avec $T = 305 \pm 6$ M.A. et $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7171$ (fig.51).

5 - LE GRANITE DE PIEGUT PLUVIERS

Ovoïde de 150 km^2 , le granite de Piegut est une roche grisâtre, à grain grossier, avec quelques zones porphyroïdes et des faciès plus fins en bordure. Ce granite est intrusif au sud dans les gneiss à biotite et sillimanite où il développe un métamorphisme de contact à cordiérite, biotite et muscovite ; il serait également intrusif d'après Carré dans le granite de Roussines. C'est un granite équant avec quartz roulant, orthose, oligoclase, biotites tordues, apatite et zircon ; quelques hornblendes vertes résiduelles et rares sauf près de Nontron (à Bord). Il est riche en enclaves diverses, principalement en enclaves microgrenues sombres (microdiorites quartziques) et vaugnérîtes (que l'on trouve également en enclaves dans le granite de Roussines).

L'étude isotopique de six échantillons donne pour 5 d'entre eux une isochrone dont la pente correspond à un âge $T = 315 \pm 14$ M.A. avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7060$ (fig.52).

L'échantillon RT 5745 dont l'analyse a été dupliquée, ne s'inscrit pas sur l'isochrone ; il s'agit d'un granite à grain moyen dont les feldspaths sont verdâtres et très altérés.

Trois biotites de ces échantillons ont été analysées par Cantagrel, par la méthode K/Ar et fournissent les âges de 285 M.A. (B 5744) 275 M.A. (B 5740) et 301 M.A. (B 5745).

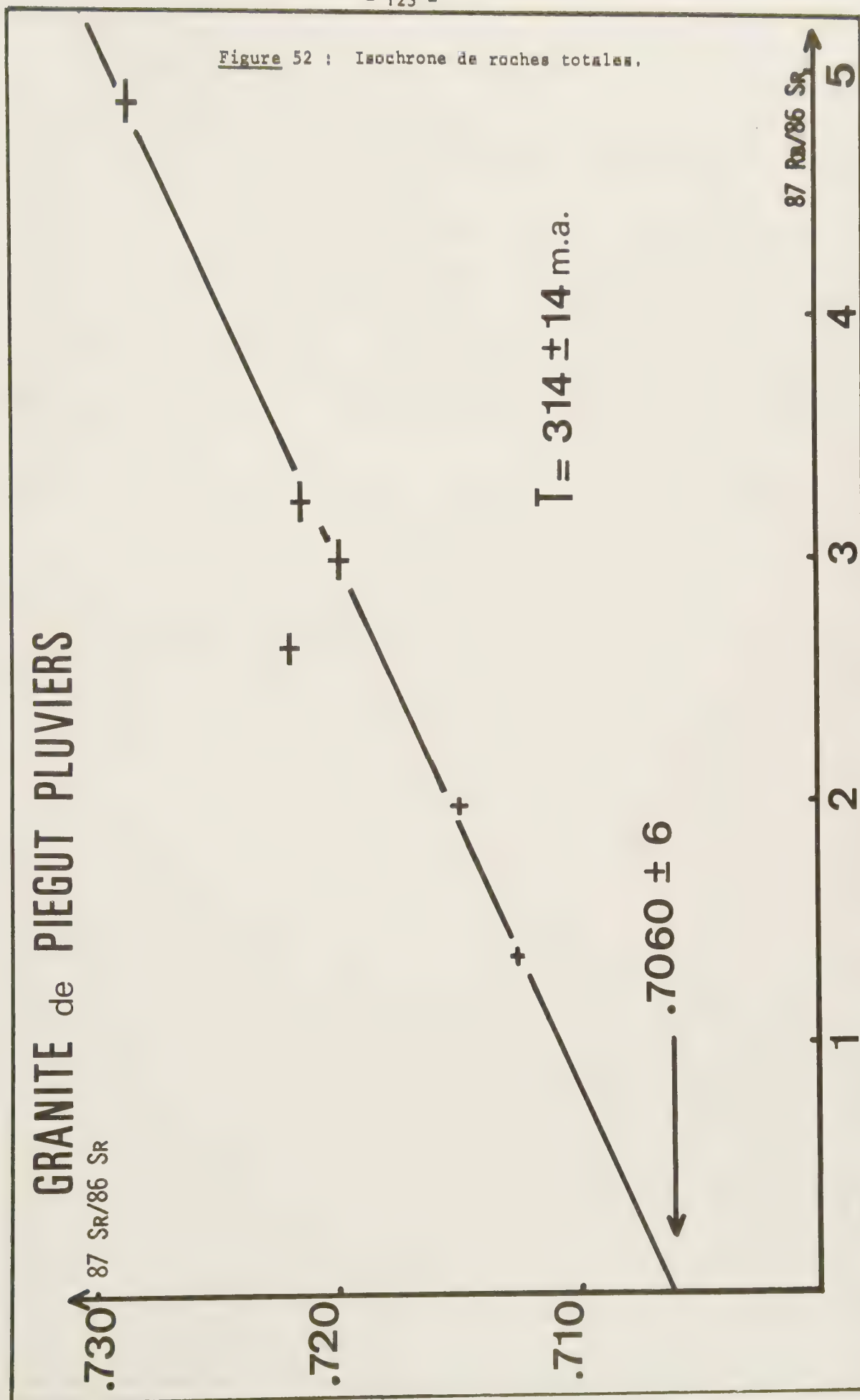
6 - INTERPRETATION DES RESULTATS

Aucune droite de mélange nette n'est mise en évidence (fig.53) dans ces granites. La tendance à l'alignement pour le granite de Piegut peut, me semble-t-il s'expliquer par le fait d'une contamination lors de sa mise en place (présence de nombreuses enclaves microgrenues sombres) par assimilation de roches basiques précurseurs du magma granitique.

Le granite de Piegut s'est mis en place au Namurien, et il est donc antérieur au granite de St Mathieu daté du Westphalien.

Les 4 points du granite de Roussine - Limousines qui donnent également un âge Westphalien avec un strontium origine de 0,7171, s'alignent aussi parfaitement sur l'isochrone du granite de St Mathieu dont l'origine est 0,7169. Cet âge correspond donc aussi à l'âge de mise en place de cet ensemble Roussine-Limousines.

Figure 52 : Isochrone de roches totales.



Quant au faciès à petites muscovites et silicates d'alumine on ne peut lui attribuer un âge certain, mais d'après la figure observée dans le diagramme isochrone, il serait plus ancien que les granites de StMathieu et de Piegut. Ceci est en accord avec les observations géologiques de Jeambrun (1957) qui a trouvé dans le granite de la Buzatière des pointements de la "granulite" de StMathieu. Si la comparaison entre les divers leucogranites (StMathieu, Roussines-Limousines, et granite à silicates d'alumine) et la chaîne de la Haute Vienne est possible sur le plan pétrographique - bien que non évidente me semble-t-il - elle est beaucoup plus difficile géochronologiquement ; on peut tout au plus conclure que les leucogranites typiques - StMathieu et StSylvestre - sont les plus récents dans les deux ensembles.

LES GRANITES DU CONFOLENTAIS ET DE LA
VIENNE MOYENNE : GRANITES d'ESSE-HIESSE-CONFOLENS ; d'AVAILLES
LIMOUSINES, et de CHIRAC

1 - PRESENTATION - GENERALITES

A l'Ouest du Haut Limousin affleurent le long de la Vienne, plusieurs massifs granitiques depuis l'Isle Jourdain au nord jusqu'à Confolens au sud. Tous ces granites variés, à biotite ou à biotite et amphibole ont cependant de nombreux caractères communs, et en particulier ils sont - à l'oeil - caractérisés par la couleur rose de leurs feldspaths (Chenevoy, 1958, Didier et al, 1972). Du Nord au Sud, Chenevoy a distingué :

- le granite à amphibole d'Availles Limousines
- le granite à biotite d'Esse - Hiesse - Confolens
- le granite à amphibole de S^tGermain-de-Confolens.

Pour cet auteur il s'agit d'un seul grand ensemble plutonique calco-alcalin monzonitique. Les travaux en cours de Dutreuil (Université de Limoges) confirment ces observations. Plus au sud s'individualise le granite à biotite et amphibole de Chirac qui ressemble à tous les points de vue, à l'ensemble précédent. Tous ces granites sont intrusifs dans les métamorphites encaissantes (gneiss gris à deux micas) où se situent de nombreux massifs de diorites quartziques (massifs de Saulgond S^tMaurice, de Lesterps, de S^tBarbant).

L'étude géochronologique a porté sur le granite d'Esse - Hiesse - Confolens en roches totales et sur les minéraux du granite de Chirac, les granites à amphibole présentent en effet des rapports Rb/Sr très pincés, donc défavorables à une étude géochronologique.

2 - LE GRANITE d'ESSE-HIESSE-CONFOLENS

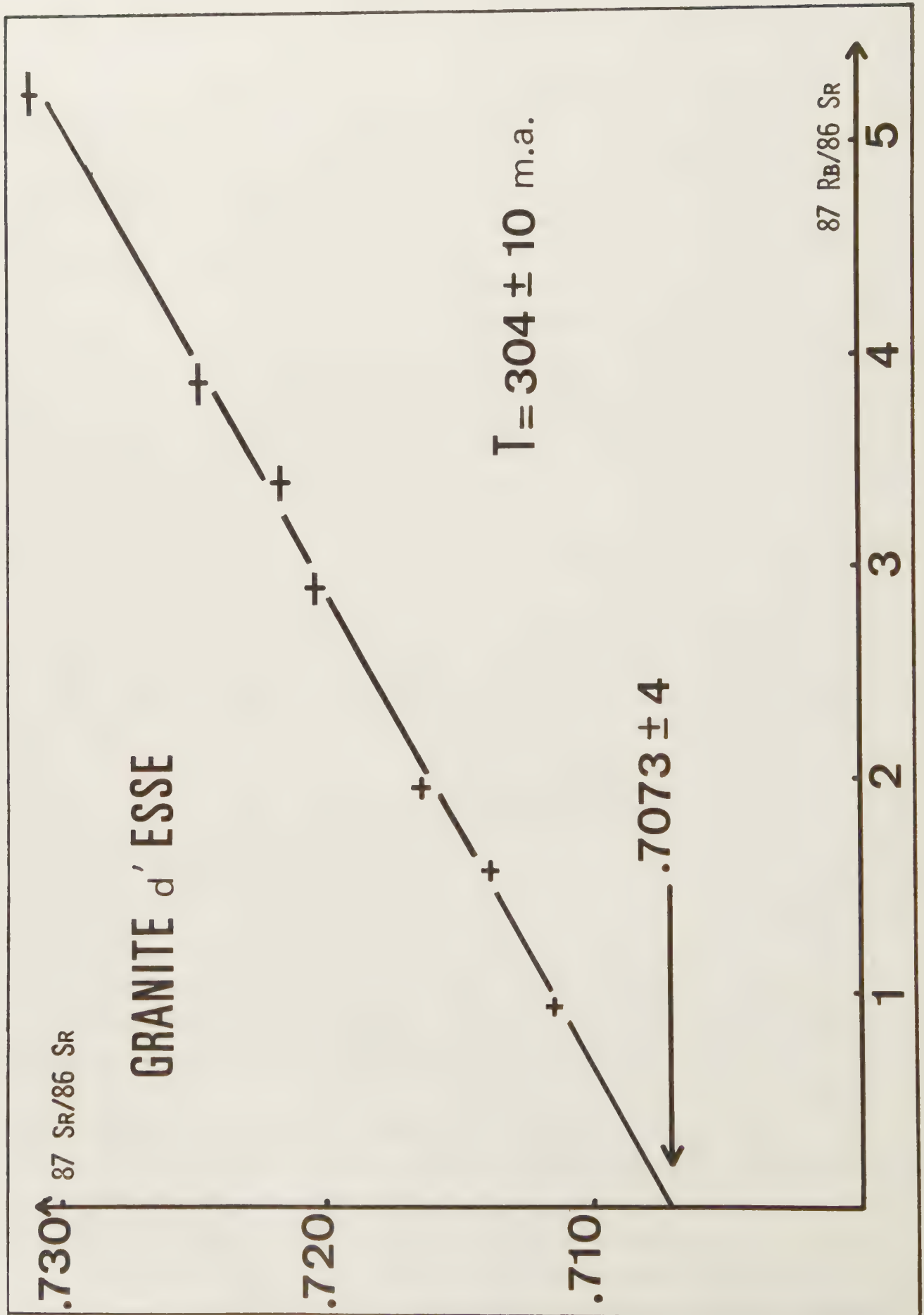
Le massif d'Esse-Confolens forme un quadrilatère de 60 km² à l'est de la Vienne, alors que le massif d'Hiesse situé à l'Ouest occupe une superficie d'environ 50 km². Il s'agit d'un seul et même massif coupé en deux par la Vienne.

Dans ce granite rose, équant, les travaux en cours de Dutreuil permettent de distinguer plusieurs faciès avec passage progressif entre eux : un faciès porphyroïde à l'est (région de Brillac) et à l'Ouest (Confolens et Hiesse) un faciès à grain moyen au centre (Esse) et un faciès à grain plus fin en auréole autour de ce dernier.

Les constituants minéraux principaux sont : quartz globuleux, orthose poecilitique, oligoclase-andésine, biotite, apatite, zircon et sphène. L'étude isotopique de 7 échantillons des divers faciès détermine une isochrone dont la pente correspond à un âge de 304 ± 10 M.A. avec un rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,707$ (fig.54). Aucune figure de mélange n'est mise en évidence, l'âge obtenu correspond à la mise en place de ce granite au Westphalien.

Figure 54 : Isochrone de roches totales.

Granite d'Esse-Hiesse-Confolens.



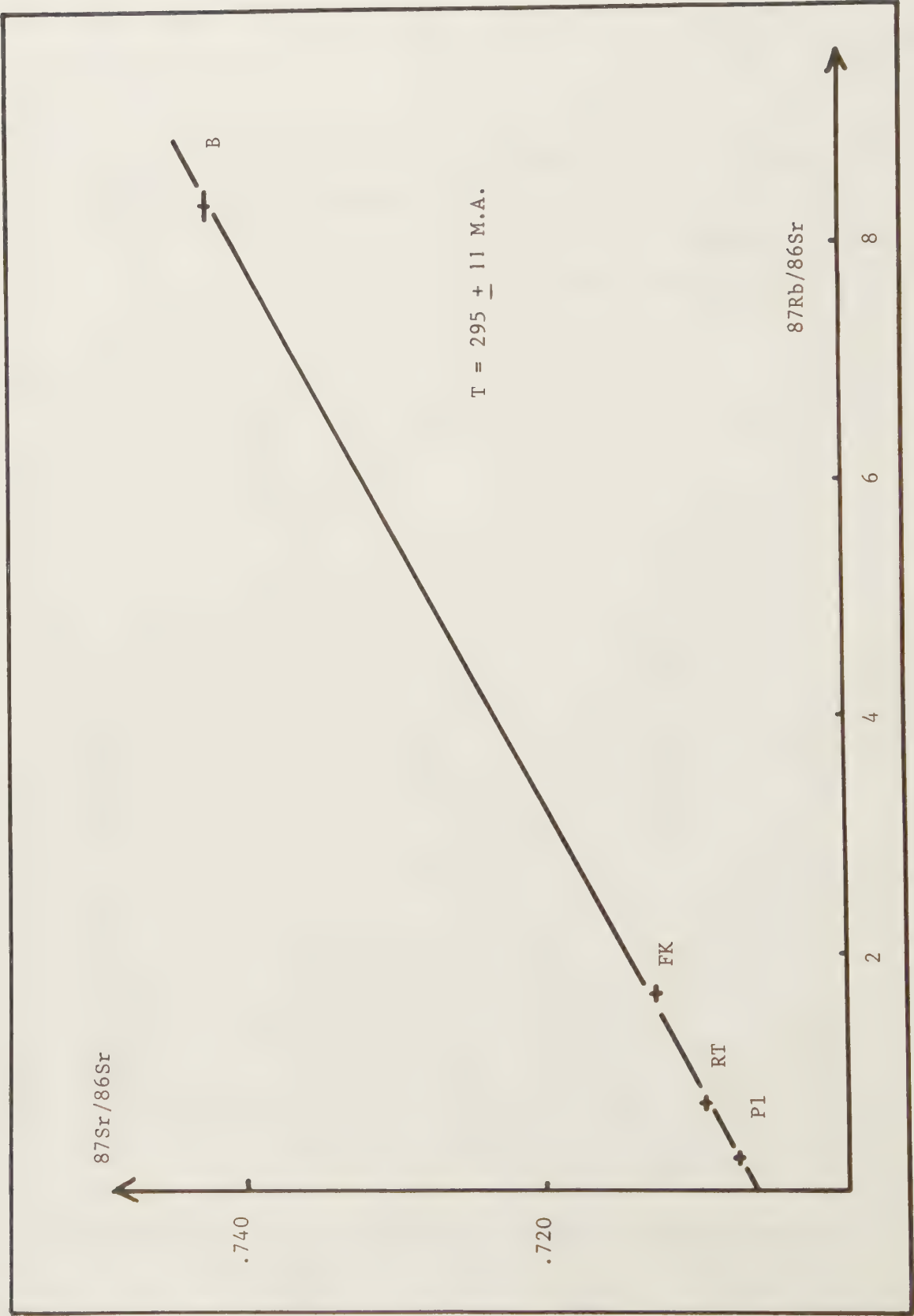
3 - LE GRANITE DE CHIRAC

Gros massif de 100 km², traversé par la Vienne, le granite de Chirac de couleur rose-rouge est composé comme les granites précédents de plusieurs faciès - En plus des constituants normaux, il faut noter la présence assez abondante de hornblende verte et de sphène en quantité notable.

L'analyse des minéraux d'un échantillon à gros grain, prélevé à la carrière d'Exideuil., fournit un âge (RT + Pl + FK + B) de 295 ± 11 M.A. avec un strontium initial de 0,706 (fig.55).

Cet âge qui représente le refroidissement du massif en-dessous de 250-300°C environ, est un minimum pour la mise en place du granite, mais celui-ci doit être très voisin. Vu les ressemblances très nettes tant sur les plans pétrographique que chimique avec le granite d'Esse, le granite de Chirac doit aussi être d'âge Westphalien.

Figure 55 : Isochrone de minéraux.
Granite de Chirac.



CHAPITRE IV

LES GRANITES DU CENTRE LIMOUSIN :

GRANITES de VAULRY-CIEUX, de BLOND et de COGNAC-le-FROID

1 - PRESENTATION - GENERALITES

Situé au SW de la chaîne granitique de la Haute-Vienne dont il est séparé par la faille de Nantiat, l'ensemble des granites de Vaulry-Cieux Blond forme un massif de 300 km² où deux granites différents doivent être distingués :

- un ensemble de granites à biotite : les granites de Vaulry-Cieux - S^tJunien,
- un leucogranite : le massif de Blond.

Ces deux types sont intrusifs dans les gneiss pélitiques encaissants et dans les formations quartzo-feldspathiques d'Oradour-sur-Glane. Le leucogranite de Blond est de plus intrusif dans l'ensemble des granites à biotite.

Plus au sud, le leucogranite de Cognac-le-Froid, intrusif dans les gneiss pélitiques et les formations quartzo-feldspathiques du Thaurion, forme un petit massif situé dans le prolongement du leucogranite de Saint Sylvestre auquel on le rattache.

Pour Chenevoy (1958) les leucogranites de Blond et de Cognac sont du même âge que le granite de S^tSylvestre, et les granites à biotite doivent être rattachés "au même épisode de granitisation que les granites de la Vienne et du Confolentais".

2 - LES GRANITES à BIOTITE de VAULRY-CIEUX-S^tJUNIEN

Ce massif de 230 km² environ est caractérisé par son hétérogénéité pétrographique. Plusieurs faciès plus ou moins imbriqués ont été décrits par Chenevoy (1958) et Barbier (1967).

- un faciès à grain moyen à fin : le granite de Vaulry,
- un faciès porphyroïde : le granite de Cieux-S^tJunien,
- un faciès à grain moyen ou porphyroïde de couleur rose-rouge, par opposition aux deux autres types de couleur blanche.

Le faciès à grain moyen qui constitue la majeure partie du massif est une roche claire, équante. Sa composition minéralogique comprend : quartz, microcline oligoclase, biotite, muscovite rare, apatite, zircon - Chimiquement c'est un granite monzonitique; seule la présence de phénocristaux feldspathiques permet de distinguer le type Cieux du type Vaulry. Dans le faciès de S^tJunien on note l'apparition en quantité plus importante de muscovite.

Figure 56 : Isochrone de roches totales.

Granite de Vaulry - Cieux - S^t Junien.

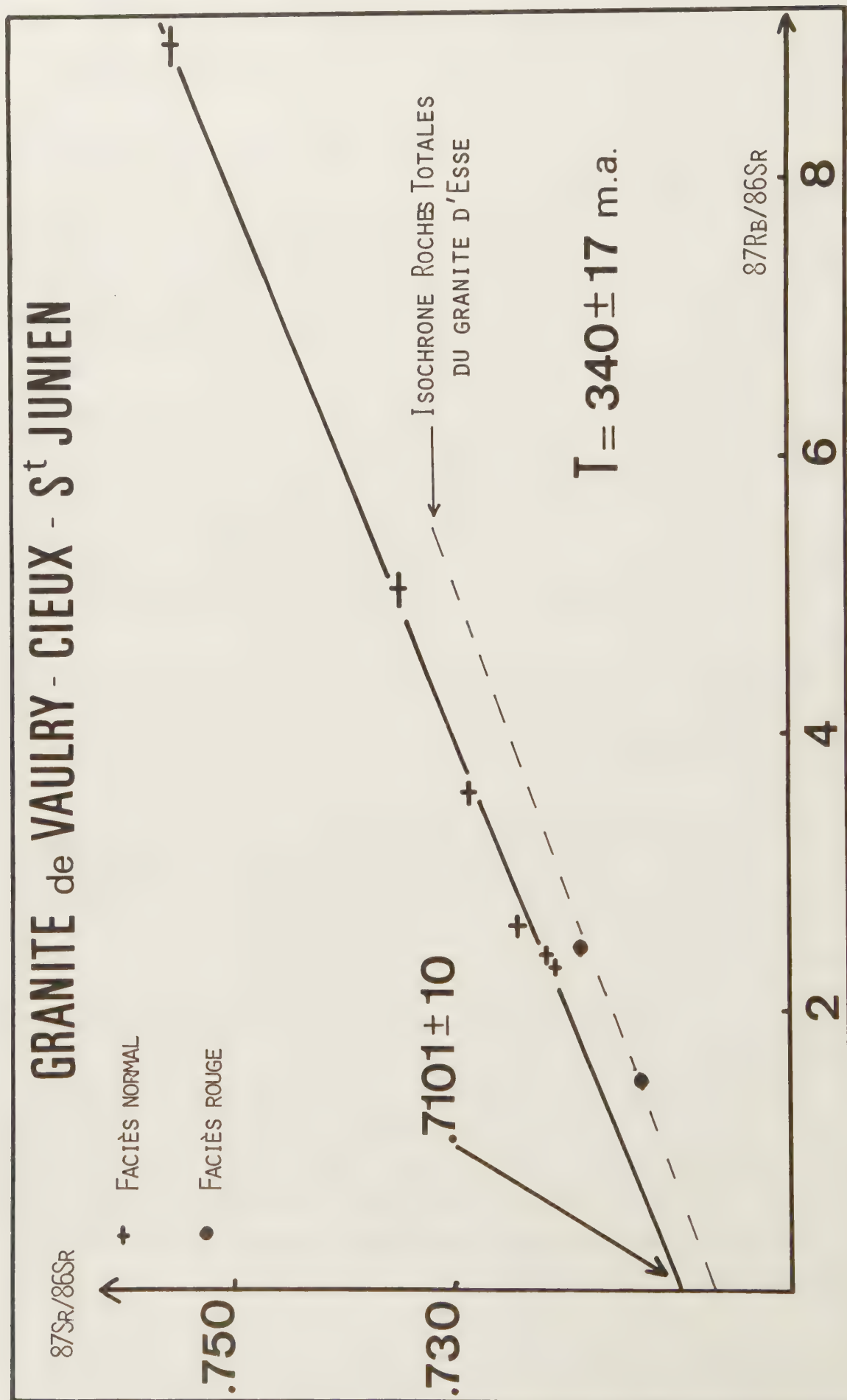
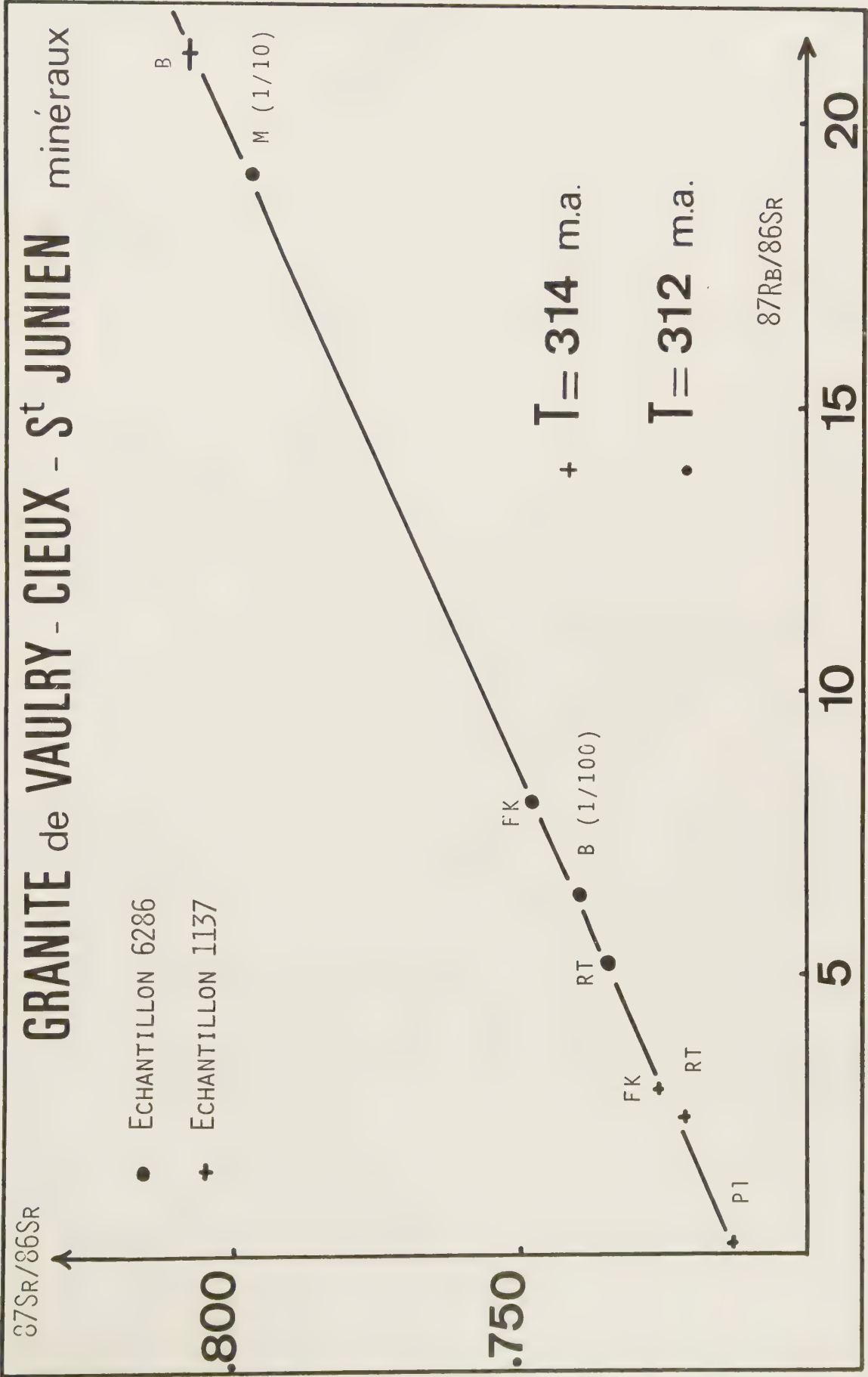


Figure 57 : Isochrone de minéraux
Granite de Vaulry- Cieux - StJunien.



Quant au faciès de couleur rouge (granites de Ceinturat et de Montrollet de Chenevoy) il passe progressivement selon cet auteur au type Vaulry-Cieux. Sa ressemblance avec les granites de la Vienne (en particulier le granite d'Esse) suggère une origine synchrone de ces granites pour M.Chenevoy.

L'étude isotopique a été réalisée sur 8 échantillons, 6 appartiennent aux différents faciès Vaulry - Cieux - StJunien et 2 au faciès rouge porphyroïde.

Les 6 points du type banal déterminent une isochrone dont l'âge est de 340 ± 17 M.A. avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,710$ (fig.56).

Les 2 points situés sous l'isochrone correspondent au faciès rose rouge; reportés dans le diagramme isochrone du granite d'Esse, ils s'alignent parfaitement sur cette droite (fig.56). Les minéraux de 2 échantillons du type normal fournissent les isochrones ci-dessous (fig.57) :

n°1137 , faciès à tendance porphyroïde (Pl, RT, FK, B) $T = 314$ M.A., $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,712$.

n°6286 , faciès à grain moyen (RT,FK,B,M) $T = 312$ M.A., $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7115$
les droites B + RT et M + RT donnent respectivement 312 et 313 M.A.

L'âge de l'ensemble Vaulry-Cieux-StJunien est donc Carbonifère inférieur, comme le granite de Châteauponsac, et plus vieux que les granites de la Vienne moyenne et du Confolentais d'âge Carbonifère supérieur (Westphalien). Le faciès rouge, par contre, appartiendrait à cette génération.

3 - LE LEUCOGRANITE DE BLOND

Bande allongée de 17 km de long sur 3 à 5 de large, ce granite accolé au nord de l'ensemble Vaulry-Cieux s'en distingue très nettement par la grosseur du grain, la présence de gros quartz globuleux, et sa richesse en muscovite. A première vue, ce granite est homogène, localement quelques variantes dues à la grosseur du grain ont été décrites par M.Chenevoy (1958). Une étude plus détaillée a permis à Barbier (1967) de distinguer 2 zones principales disposées de façon semi-concentrique (figures 58 et 59) toutes les deux à albite seule et à perthites maclées.

- une zone centrale à quartz globuleux où 3 faciès principaux avec passage franc de l'un à l'autre déterminent une structure annulaire. Aucune trace d'action tectonique n'est visible. Ces 3 faciès (à gros grain, à grain fin, à grandes biotites) se distinguent surtout par l'abondance des divers minéraux et la grosseur du grain.

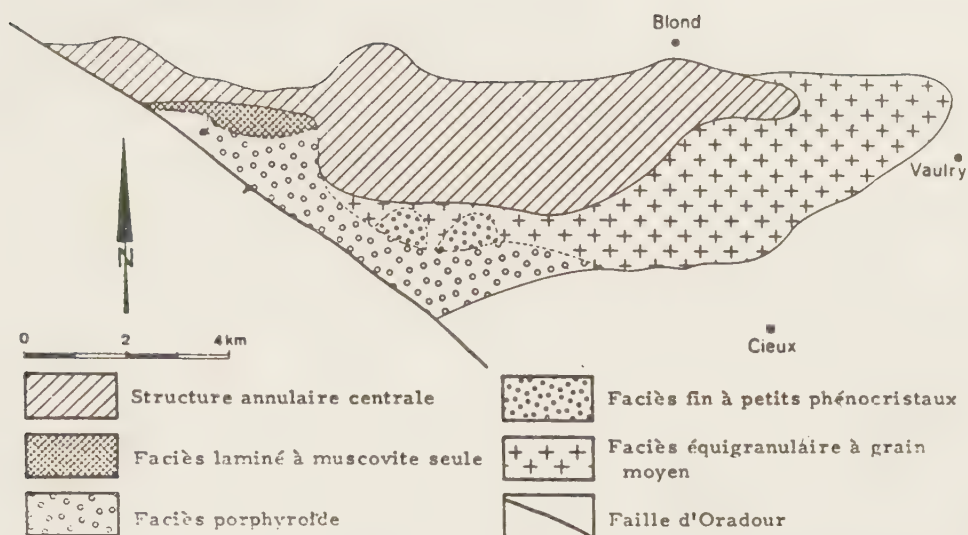


FIG. 58 - Répartition schématique des faciès extérieurs à la structure annulaire.
(d'après J. BARBIER 1967)

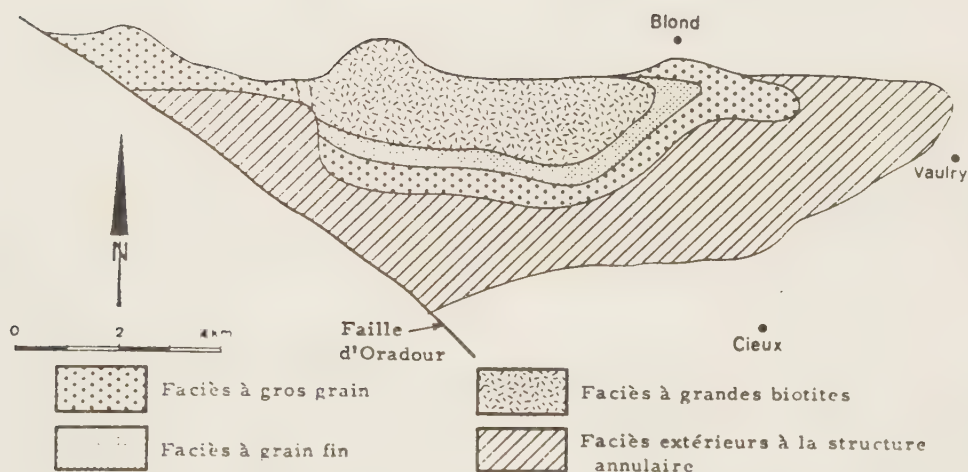
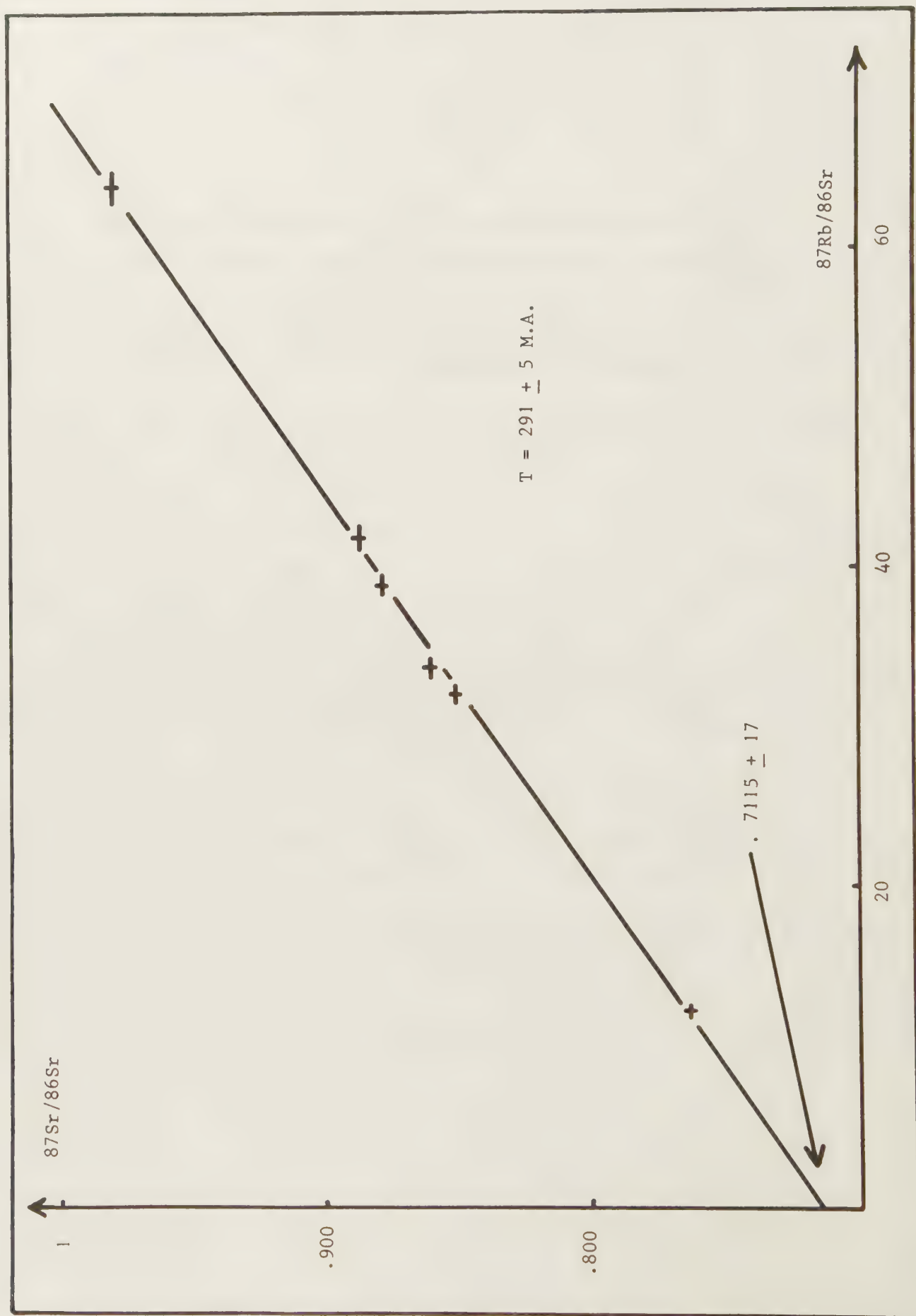


FIG. 59 Répartition schématique des faciès de la structure annulaire centrale.
(d'après J. BARBIER 1967)

Figure 60 : Isochrone de roches totales.
Granite de Blond.



- une zone externe à quartz polycristallin et engrené, à texture cataclas-tique avec des albites et muscovites tordues qui indiquent donc une action tectonique. Les 3 faciès décrits dans cette zone se distinguent par la taille du grain, mais sont moins tranchés.

Pour Barbier, cette disposition s'expliquerait par une structure en coupôle, les divers faciès correspondent à deux ou plusieurs stades d'évolution dans le massif, le dernier étant la mise en forme sous forme de coupole de la partie centrale.

La composition minéralogique de ce granite (quartz, albite, feldspath potassique très perthitique, muscovite abondante et rare biotite) et sa composition chimique (alcalin sodique) le rapprochent du granite de St Sylvestre.

Cependant les travaux de Burnol (1972) montrent que sur le plan oligoélémentaire, le granite de Blond présente une individualité très marquée, car il possède des teneurs très élevées en éléments caractéristiques des gîtes de départ acide (Sn, Li, Be, F) . De plus la répartition de ces oligoéléments " ne correspond absolument pas à celle des différents faciès pétrographiques décrits et interprétés comme une structure annulaire par J.Barbier ".

Cette spécificité géochimique du granite de Blond a été, selon Burnol, "probablement favorisée par sa mise en place dans des conditions proches de la surface, dans un encaissant métamorphique à lithologie variée ". Pour tous les auteurs ce granite est intrusif dans les métamorphites encaissantes et dans le granite de Cieux-Vaulry.

Les 6 échantillons étudiés, répartis dans le massif déterminent une isochrone dont les caractéristiques sont $T = 291 \pm 5$ M.A. et $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7115$ (fig.60).

4 - LE GRANITE DE COGNAC-le-FROID

Ce granite intrusif dans son encaissant est une roche claire à grain moyen, riche en muscovite, avec apparition locale de faciès porphyroïdes. Les travaux de Barbier et al (1969) ont montré que ce granite est comparable, en majeure partie, à la zone ouest du granite de Saint Sylvestre. Les caractères pétrographiques et chimiques sont identiques.

L'étude de 7 échantillons détermine une isochrone avec $T = 298 \pm 11$ MA et $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7115$ (figure 61).

Les minéraux d'un échantillon déterminent une isochrone RT, FK, Pl, B,M dont l'âge est $T = 288$ M.A. et $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,714$ (fig.62).

Figure 61, : Isochrone de roches totales.
Granite de Cognac-le-Froid.

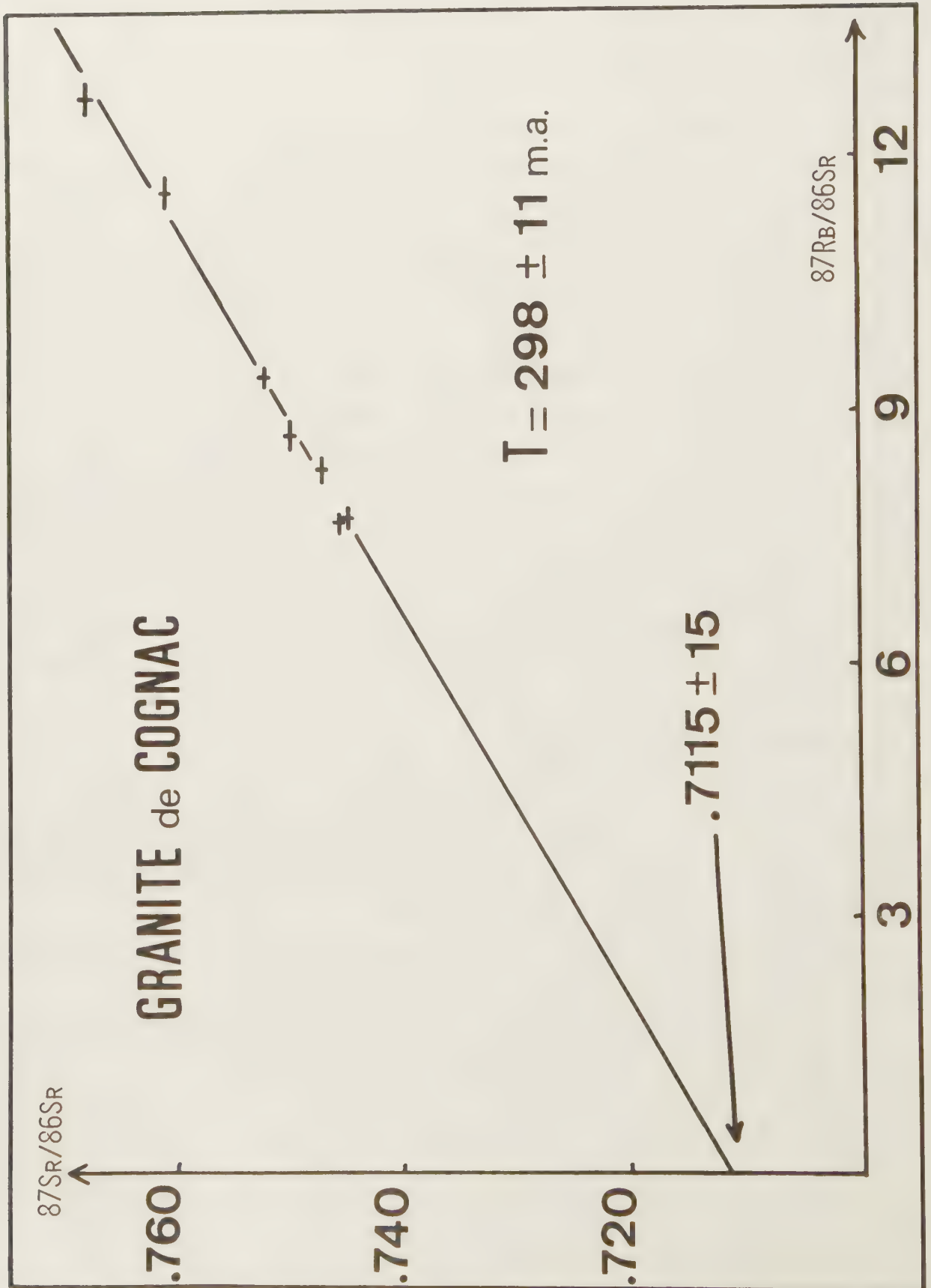
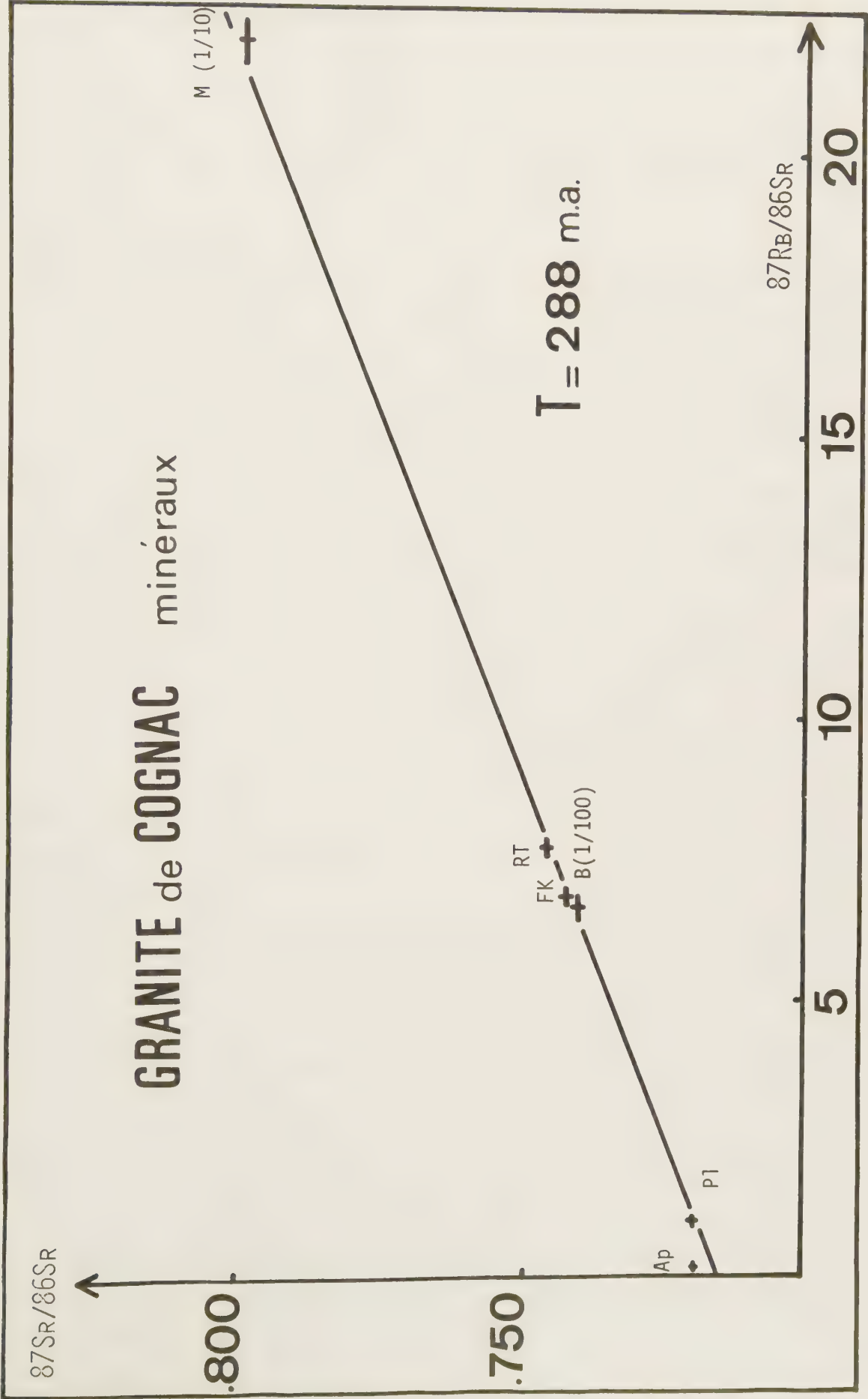


Figure 62 : Isochrone de minéraux.
Granite de Cognac-le-Froid.



L'apatite se place au-dessus de l'isochrone ce qui est souvent le cas (rôle de milieu accepteur de ce minéral). La droite B + RT donne 288 M.A. et la droite M + RT 300 M.A. Donc le leucogranite de Cognac, comme celui de Elond, appartient à la génération westphalienne.

Chapitre V

LES AUTRES GRANITES INTRUSIFS DU HAUT LIMOUSIN

De nombreux autres massifs de granites affleurent en Haut Limousin. Parmi ceux-ci, les massifs d'Aureil, d'Auriat, de Flavignac-Nexon et d'Oradour St Genest sont les plus importants ; seul le massif de Flavignac n'a pas été étudié.

1 - LE GRANITE D'AUREIL

Massif de 130km², le granite à biotite d'Aureil est intrusif dans les gneiss à cordiérite et dans les gneiss à sillimanite qui l'environnent. Ses relations avec le massif de diorites quartziques orientées de St Jean de Ligoure au sud, sont masquées par une faille, mais d'après M.Chenevoy (1958) des panneaux de cette diorite apparaissent "ça et là au sein du granite, ... le granite se chargeant lui-même d'amphibole par endomorphisme".

Considéré comme homogène sur toute son étendue par Chenevoy, ce granite se révèle, d'après les travaux de Ranchin (1971) constitué par plusieurs faciès disposés en structure semi-concentrique (fig.63) . Trois zones principales avec passages progressifs ont été distinguées :

- Zone 1 : il s'agit d'un granite gris à grain moyen, légèrement orienté, riche en biotite, avec plagioclases An 26-22, orthose, cordiérite pinitisée rare, grenat. Localement une tendance porphyroïde apparaît.

- Zone 2 : elle est caractérisée par une diminution de l'orientation, un enrichissement en quartz, un appauvrissement en biotite. On note une légère cataclase, l'apparition de microcline quadrillé et de muscovite.

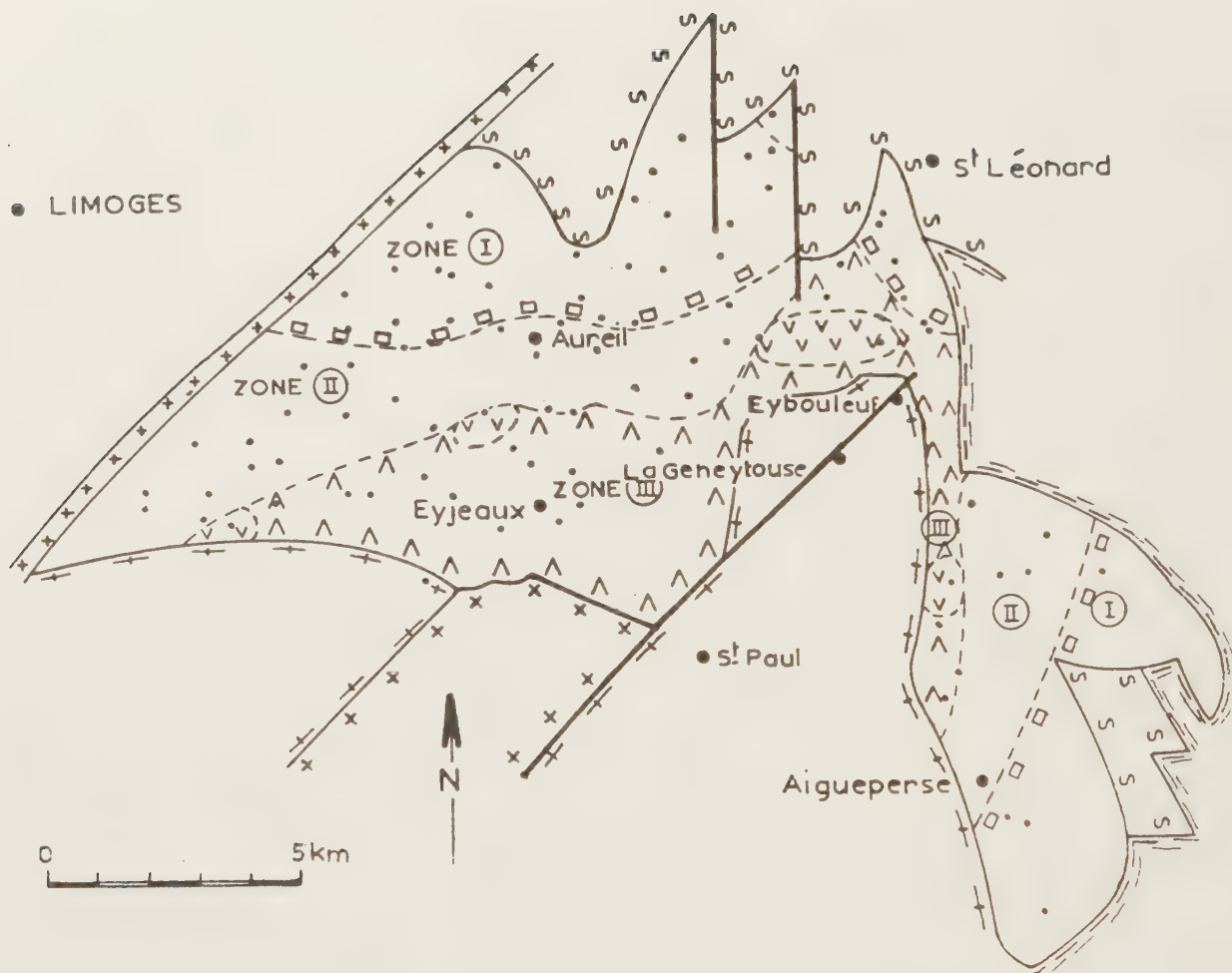
- Zone 3 : Il s'agit d'un granite à 2 micas, où la muscovite est aussi abondante que la biotite.

Les 6 échantillons étudiés proviennent des zones 1 et 2 .Cinq de ces échantillons s'alignent et déterminent une isochrone (fig.64) dont les caractéristiques sont $T = 334 \pm 14$ M.A. et $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7114 \pm 6$. Le point situé sous l'isochrone correspond à un faciès à tendance porphyroïde (zone 1).

La biotite d'un échantillon donne un âge biotite-roche totale de 329 M.A.

2 - LE GRANITE d'ORADOUR ST GENEST

Ce massif situé au Nord Ouest du Limousin est considéré par de nombreux auteurs comme une dépendance du granite de Guéret (Chenevoy 1958, Marquaire et al., 1969). Il est intrusif dans les migmatites de Lanneau et dans la série schisteuse de la Gartempe ; par contre son passage serait progressif avec les gneiss à cordiérite de Magnac Laval (Chenevoy, 1958),



LEGENDE

Contours du Massif d'après
M. CHENEVOY - 1958

- Gneiss supérieur à deux micas
- Gneiss inférieurs à biotite et sillimanite
- Anatexites à cordiérite
- Microgranite
- Diorite orientée

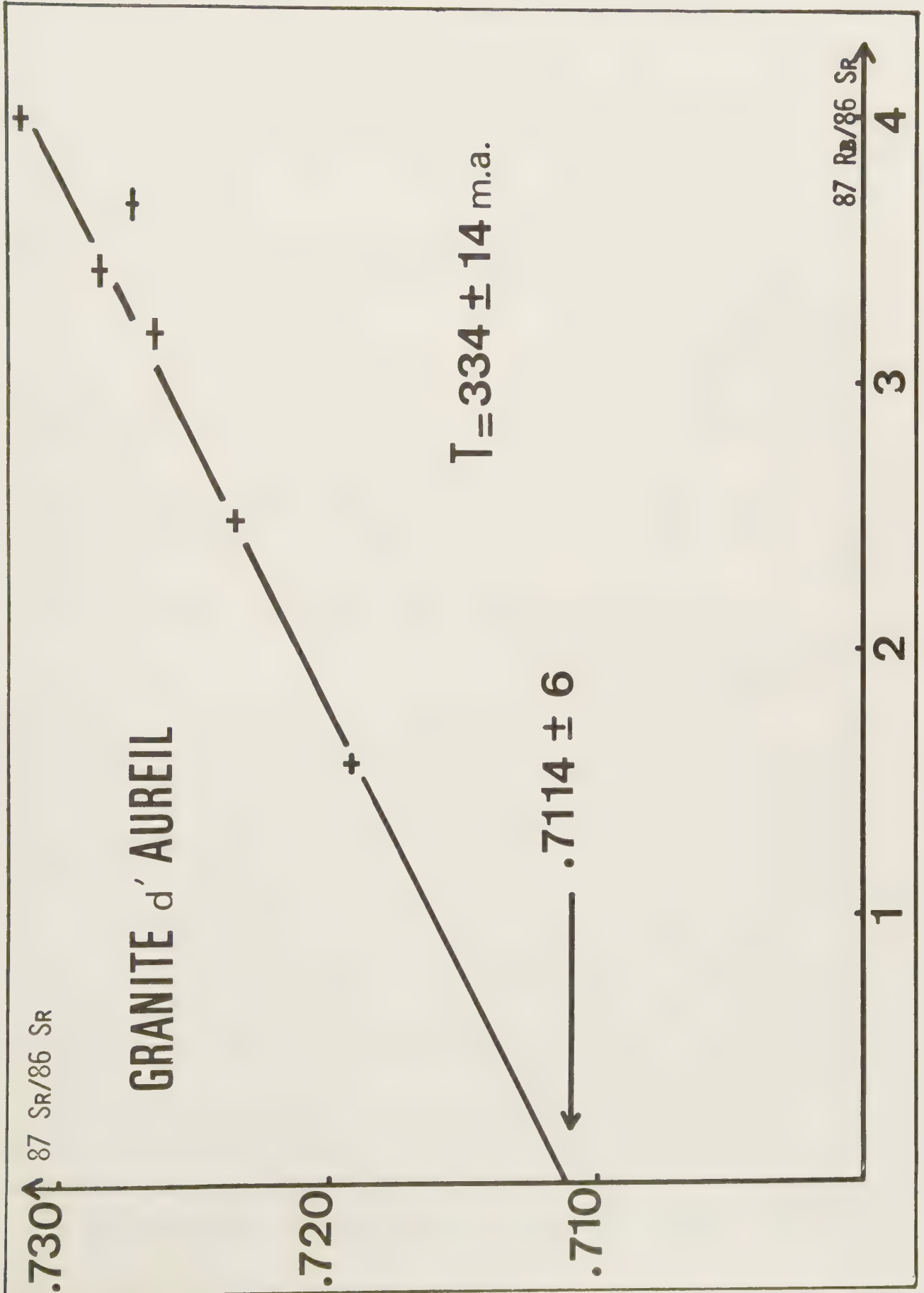
Faille

ZONALITE

- Granite à biotite
- Zone I : granite orienté
- Zone II
- Granite à deux micas
- Zone III a
- Zone III b (à muscovite prédominante)

Figure 63 - Zonalité granitique dans le Massif d'Aureil.
(d'après G. Ranchin 1971)

Figure 64 : Isochrone de roches totales.
Granite d'Aureil.



mais " la mise en place du granite d'Oradour St Genest serait largement postérieure à la formation des gneiss grenus à cordiérite ".

Le faciès banal est légèrement orienté, à grain moyen, avec lits de biotites, de texture cloisonnée.

Les constituants principaux sont quartz, andésine, microcline, biotite, rare muscovite, nodules verdâtres de cordiérite, peu abondante et altérée. Cette composition minéralogique et le chimisme montrent que ce granite est très voisin du granite de Guéret.

L'étude des minéraux d'un échantillon donne une isochrone RT, FK, B dont l'âge est $T = 326$ M.A. avec $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0,7139$ (fig.65). La biotite d'un autre échantillon donne 327 M.A. (avec un strontium initial de 0,7139).

3 - LE GRANITE d'AURIAT

Ce granite à biotite situé près de la faille d'Argentat a été considéré par Chenevoy (1958) comme le plus jeune des granites intrusifs du Limousin car "il paraît postérieur à la fracture d'Argentat" vu son état de fraîcheur.

Les 11 prélèvements effectués ont fournis des rapports Rb/Sr trop pincés - compris entre 0,93 et 1,87 - pour travailler actuellement sur ce granite.

La biotite d'un échantillon fournit un âge de 330 M.A. (avec un strontium initial de 0,705 ou de 0,715).

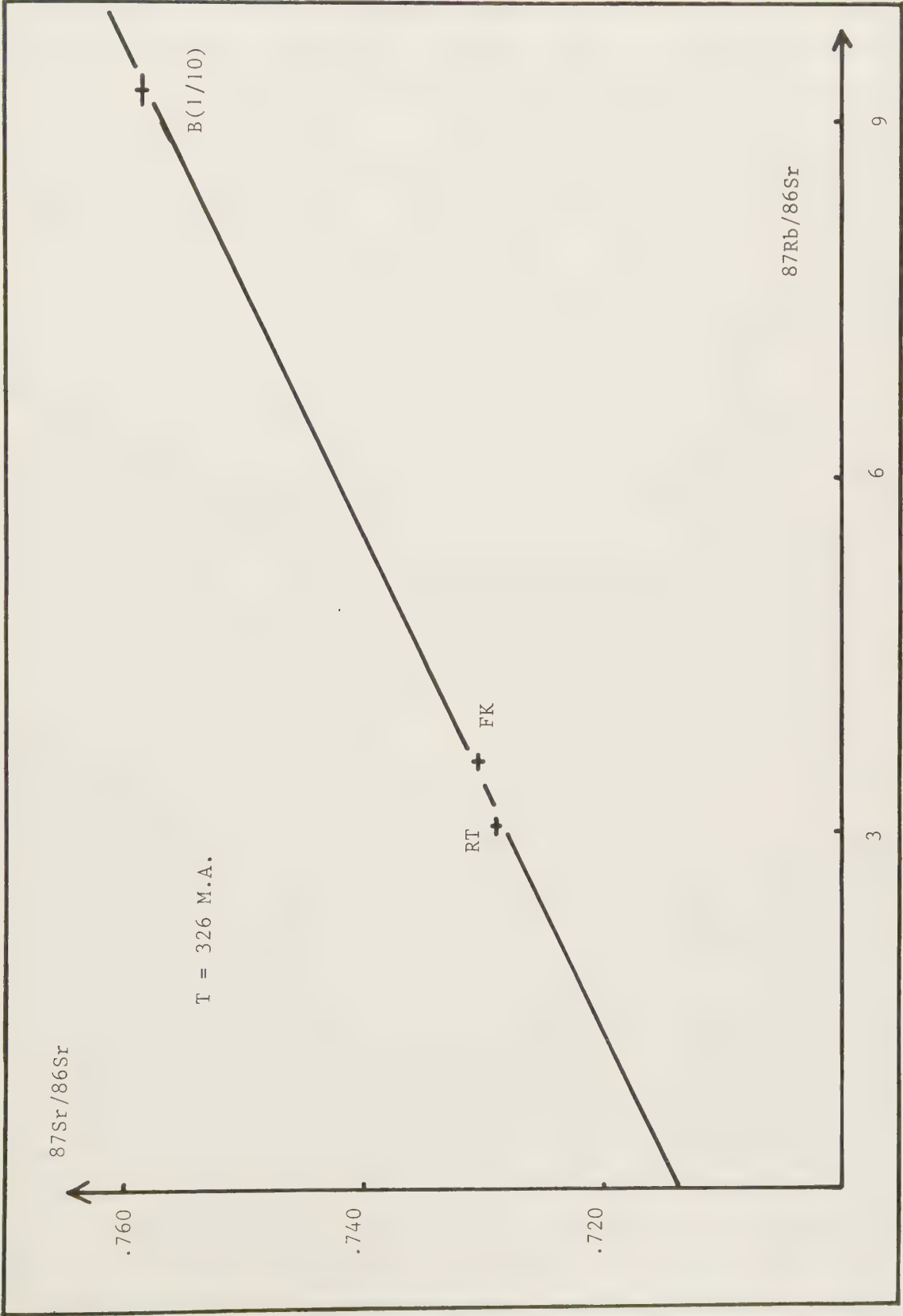
4 - INTERPRETATION DES RESULTATS

Les granites d'Aureil et d'Oradour St Genest sont très souvent comparés au granite de Guéret. Si pour le granite d'Oradour cette comparaison est totalement justifiée par les caractères pétrographiques et chimiques, elle est moins évidente pour le granite d'Aureil. En effet si, par certains caractères pétrographiques, les zones 1 et 2 de ce dernier peuvent rappeler le granite de Guéret, il en diffère profondément sur le plan géochimique bien que l'évolution des deux ensembles soit comparable (Ranchin 1971).

L'âge Viséen supérieur obtenu par isochrone de minéraux sur le granite d'Oradour fixe une limite supérieure à l'âge de sa mise en place et par extension à celui de Guéret. Ceci est en accord avec les résultats de Bazot (1970) qui a montré que le granite de Guéret constitue le socle du calcaire de Chat Cros d'âge Viséen moyen.

Non déformés par les phases P_1 et P_2 ces granites d'Oradour et de Guéret se sont donc mis en place entre 360 et 330 M.A. et appartiennent vraisemblablement à la génération des granites du Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur., comme les granites d'Aureil, de Cieux et de Châteauponsac.

Figure 65 : Isochrone de minéraux
Granite d'Oradour-Saint-Genest.



Quant au granite d'Auriat dont la biotite fournit un âge de 330 M.A., il ne représente pas une génération post faille d'Argentat dont les derniers rejeux sont Stéphanien. Il appartient aussi à la génération des granites du Dévonien supérieur Carbonifère inférieur.

LES DIORITES QUARTZIQUES

Appelées diorites quartziques orientées par Chenevoy (1958) ces roches ont été nommées tonalites par Didier et Lameyre (1971) - terme repris depuis. Si l'on se réfère à la définition de Strekeisen (1968) proposée à la " Subcommission on the nomenclature and systematics of igneous rocks " de l' I.U.G.S. ; on doit distinguer dans la famille des "quartz diorites", les roches renfermant plus de 20% de quartz : les tonalites, et celles qui en contiennent de 5 à 20% pour lesquelles le terme de quartz diorite est maintenu.

D'après les analyses modales données par Chenevoy, toutes les roches de ce type ont, en Limousin, des teneurs en quartz nettement inférieures à 20% (entre 0 et 15% en moyenne) ; une seule en contient 25%. Le terme de diorites quartziques me semble donc mieux respecter la nature de ces roches.

Ceci dit, plusieurs hypothèses ont été proposées quant à l'origine et à l'âge de ces roches. Si pour Chenevoy (1958) les diorites quartziques se sont formées in situ par métasomatose basique à partir des métamorphites, il semble qu'actuellement l'origine magmatique de ces roches soit la plus vraisemblable.

Dans ce cas, représentent-elles de vieilles roches antehercyniennes orthogneissifiées (Marquaire et al. 1969), des massifs syncinématiques mis en place "lors d'une première granitisation" (M.Chenevoy, 1974), ou lors des dernières phases tectoniques au Carbonifère vers 320 M.A. (Autran et al, 1974). Les observations de Chenevoy (1958) montrent que deux de ces massifs : Lesterps et Saulgond sont recoupés respectivement par les granites d'Esse et de Chirac d'âge Westphalien comme nous venons de le voir.

D'autre part, la structure non cataclastique de ces diorites quartziques est très différente de celle des gneiss oeillés du Haut Limousin, et comme l'a signalé M. Chenevoy " il s'agit d'une schistosité de cristallisation ".

Ces roches sont donc post phase P₁ (vers 400 M.A.) qui a orthogneissifié les gneiss oeillés, et anté Westphalien (310 - 315 M.A.).

L'étude géochronologique des amphiboles par la méthode K/Ar, de ces diorites quartziques (Cantagrel 1973) montre que les âges sont groupés autour de 320 M.A. et selon cet auteur "doivent être rapportés à la fin du dernier épisode métamorphique ayant affecté cette région " ... leur mise en place minimale serait anté Dévonien moyen".

L'étude des roches métamorphiques m'a amené à la conclusion qu'il n'existait pas de métamorphisme général - Carbonifère en Limousin (voir 1ère partie), les âges de 320 M.A. environ ne peuvent donc être rapportés à un tel métamorphisme. L'âge anté Dévonien moyen de ces formations est argumenté par le fait que l'amphibole de la diorite de St^tBarbant fournit un âge K/Ar de 365 M.A.

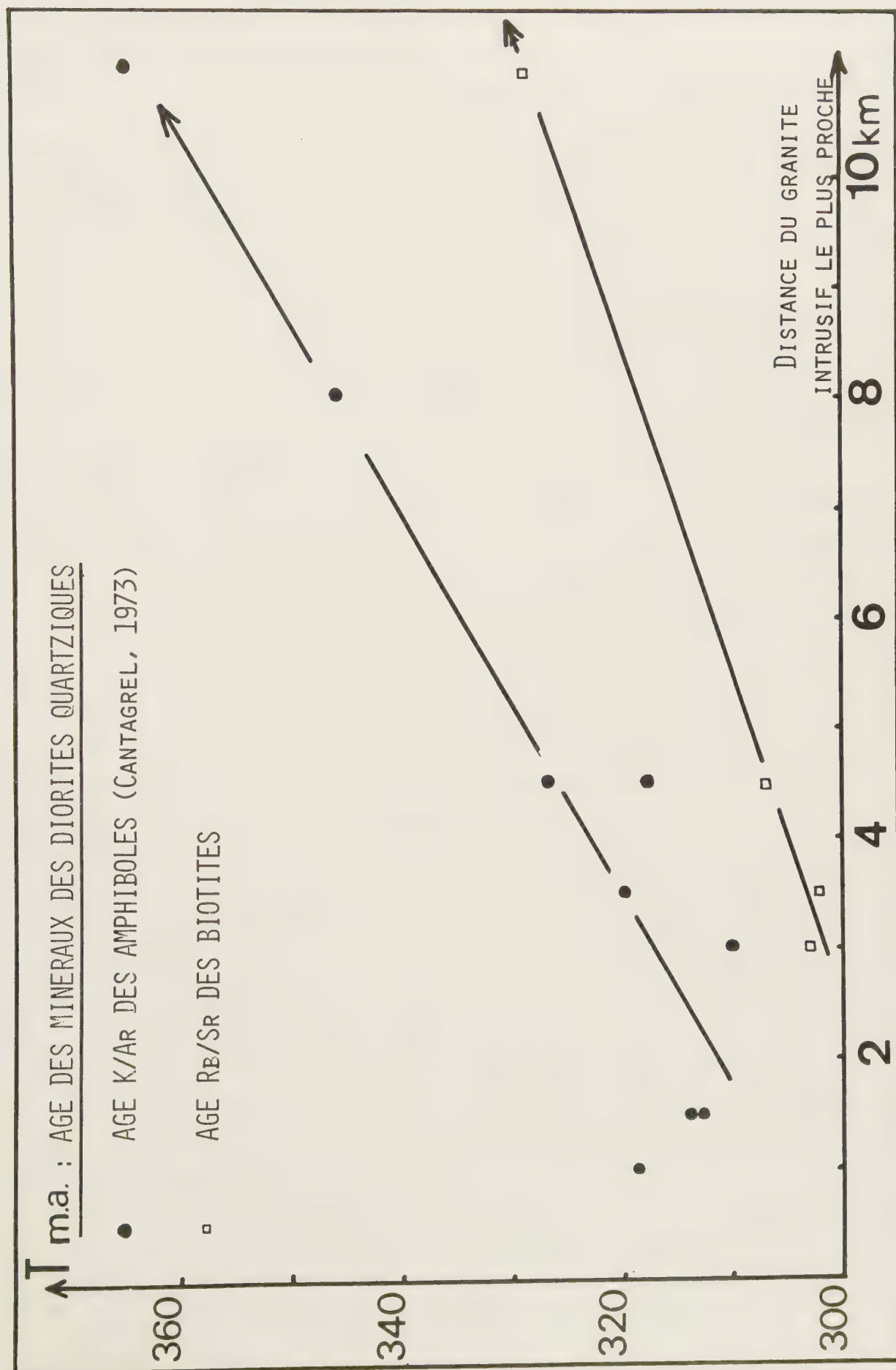
L'étude Rb/Sr de ces diorites quartziques n'a pu être effectuée en roches totales; en effet les 11 prélèvements répartis dans les différents massifs et les 6 effectués dans une carrière du massif de StJean de Ligoure, donnent des rapports Rb/Sr très pincés - entre 0,05 et 0,16. Quatre biotites et deux roches totales extraites des échantillons étudiés par Cantagrel ont été analysés; Les résultats sont les suivants :

Massif	T : Biotite Rb/Sr	T : Hornblende K/Ar (Cantagrel, 1973)
StJean de Ligoure N° 2422	B + RT 307	318
StJunien N° 2424	302 (avec 0,710)	320
Lesterps N° 2428	B + RT 303	208
StBarbant N° 2430	329 (0,712 ou 0,705)	365

Si tous ces massifs sont synchrones, l'âge minimum de ces diorites est donc de 330 M.A. environ (âge de la biotite du massif de StBarbant). Cet âge, le plus vieux, est en accord avec l'âge le plus ancien également mesuré sur la hornblende par la méthode K/Ar et montre que ce dernier (365 M.A.) ne résulte pas d'un excès d'argon comme on a pu l'envisager. Les âges plus récents obtenus sur biotite ($\approx$ 300 M.A.) s'expliquent à mon avis par la proximité des granites intrusifs (entre 3 et 4,5 km) qui auraient exercé une influence thermique lors de leur mise en place ; la biotite du massif de StBarbant située à plus de 11 km du granite d'Esse (300 M.A.) n'a pas été réouverte. Ce phénomène de "réchauffement" des biotites et leur rajeunissement me semble également applicable pour expliquer les âges de l'ordre de 310-320 M.A. trouvés sur les hornblendes des diorites quartziques du Limousin (Cantagrel 1973); la figure jointe (fig.66) montre me semble-t-il une nette corrélation entre les âges K/Ar des hornblendes et les distances du granite intrusif le plus proche.

Comme l'âge maximum de ces roches est post P₁ (Siluro-dévonien) et anté Westphalien, et que les âges obtenus sur hornblende ou biotite, loin des intrusions

Figure 66 : Relation entre l'âge des minéraux des diorites quartziques et la distance du granite intrusif le plus proche.



granitiques représentent des âges de refroidissement normal, 365 M.A. pour la hornblende (K/Ar) et 330 M.A. pour la biotite (Rb/Sr) nous pensons que l'âge de ces diorites quartziques est d'environ 360-380 M.A. Ces roches se sont mises en place lors de la phase P₂, ce qui explique leur schistosité de cristallisation.

Ce résultat est en parfait accord avec les observations de Périchaud (1956) et de Dadet (1956) qui montrent que le Massif de diorites quartziques de S^tJean-de-Ligoure est recoupé par le granite d'Aureil dont la mise en place date du Carbonifère inférieur (335 M.A.).

NB.- Remarque au sujet de la nomenclature de ces roches.

LYONS (1976) vient de proposer de modifier cette nomenclature.

".. thus, I recommend that tonalite and quartz diorite be reverse in the I.U.G.S. scheme ".

Dans sa réponse BATEMAN (Geology - 5,4 p.253 - 254 - 1977) confirme la nomenclature de l'I.U.G.S.

CONCLUSION A L'ETUDE RADIOMETRIQUE
DES GRANITOÏDES DU HAUT LIMOUSIN

Le tableau ci-joint (fig.67) résume les résultats obtenus sur les granitoïdes du Haut Limousin et permet de tirer les conclusions géochronologiques et géologiques suivantes :

- plusieurs générations de granites sont mises en évidence :
 - . une génération post P_1 - syn P_2 au Dévonien inférieur (380-360 MA) : granites de la Brême, faciès à silicate d'alumine du granite de StMathieu, diorites quartzeux.
 - . une génération post P_2 et anté P_3 - P_4 au Tournaisien - Viséen inférieur (340-330 M.A.) granites de Chateauponsac, Aureil, Vaulry-Cieux, Auriat ?, Oradour StGenest ? et par extension Guéret.
 - . Une génération syn P_3 - P_4 à post P_4 StSylvestre et Piegut au Namurien (315) Blond, Cognac, StMathieu s.s., Esse, Roussines ? et Chirac ? au Westphalien ($\approx$ 300).
 - . Rappelons également que des granites, représentés aujourd'hui par des orthogneiss se sont mis en place au Cambro Ordovicien (515-470 M.A.) et au Silurien (450-430 M.A.).

- Ces différentes générations comprennent à la fois des granites alcalins ou subalcalins (leucogranites) et des granites calco-alcalins (granodiorites - granites monzonitiques). Cependant les leucogranites typiques sont namuro-westphalien (StSylvestre, Blond, Cognac, StMathieu s.s.).

- L'histoire thermique de ces divers massifs se termine à la fin du Westphalien début du Stéphanien; les âges sur biotite d'environ 280-290 M.A. correspondent au refroidissement des plutons, après leur mise en place, en-dessous de 250-300°C (seuil de fermeture des biotites vis-à-vis du strontium).

- La différence d'âge très faible entre biotites et muscovites montre que ce refroidissement a été très rapide.

- Une origine purement mantellique de ces granites est à exclure, les rapports initiaux du strontium étant compris entre 0,705 et 0,717. Ce problème de l'origine des magmas et du mode de formation sera envisagé par la suite (3ème partie du mémoire).

- L'effet thermique, lors de la mise en place de ces granites me semble responsable des âges rajeunis obtenus sur les biotites des roches métamorphiques encaissantes comme nous l'avons vu, mais aussi sur les minéraux des roches granitiques plus anciennes (diorites quartzeux par exemple).

Massif	Age obtenu par isochrone de Roches totales (Rb/Sr)	Age obtenu par isochrone Roche totale+Minéraux (Rb/Sr)	Age des biotites (RT+biotite)	Age des muscovites (RT+muscovite)	Age des Biotites (Strontium conventionnel)	Age des Muscovites (Strontium conventionnel)
Brême		349	285			
St Sylvestre	315 (0,707)	296 297	288 297	298 304		
Châteauponsac	336 (0,705)				277	284
St Mathieu S.S.	304 (0,717)	300				
St Mathieu Silicates d'Al.	350? (0,705)					
St Mathieu Roussines	305? (0,717)					
Piegut.	315 (0,706)				275,285, 301 (K/Ar)	
Esse	304 (0,707)					
Chirac		295				
Vaulry-Cieux	340 (0,710)	314 312	306 312	313		
Blond	291 (0,711)					
Cognac	298 (0,711)	288	288	300		
Aureil	334 (0,711)		329			
Oradour St Genest		326	327			
Auriat					330	
Diorites quartziques			307 -303		302 329	

Figure 67 : Résultats géochronologiques obtenus sur les granitoïdes du Haut Limousin

TROISIÈME PARTIE

GEOCHIMIE DES GRANITOIDES

Deciding the mode of formation of a particular granite may require all the resources field and laboratory, of a geologist, and even so the answer may be not unequivocal.

Mason - 1958 - Principles of Geochemistry.

GÉNÉRALITÉS

Si l'origine magmatique des granites ne fait plus aucun doute, deux mécanismes principaux peuvent être envisagés quant à leur genèse, grâce à l'appui de nombreux résultats expérimentaux dont nous ne citerons que pour mémoire Tuttle et Bowen (1958), Wyart et Sabatier (1957-1959), Winkler (1957-1960-1965), Winkler et von Platen (1958-1960-1961), von Platen (1965), Piwinski (1968), Piwinski et Wyllie (1968-1970)...

- la fusion partielle de n'importe quelle roche, à condition qu'elle contienne les composants du granite, même en proportions quelconques, peut donner un granite.

Cette anatexie partielle de sédiments, de gneiss ou de granite donne donc un magma palingénétique ou secondaire. Cette fusion peut avoir lieu dans le manteau ou dans l'écorce. Si ce magma n'est pas modifié, les différences observées aujourd'hui dans les roches granitiques analysées sont dues, soit à une fusion plus ou moins importante du matériel initial, soit à une hétérogénéité de ce matériel, soit à des conditions physiques différentes.

- la cristallisation fractionnée semble être le mécanisme fondamental de la différenciation magmatique à partir d'un magma. Elle correspond à n'importe quel procédé mécanique par lequel les cristaux les premiers formés sont empêchés de se mettre en équilibre avec le liquide à partir duquel ils se forment. Ainsi un magma basaltique peut donner une succession de liquides résiduels qui changent progressivement de composition; chaque fraction liquide ou solide peut donner une roche de composition déterminée. Très grossièrement lors de la cristallisation fractionnée les liquides résiduels successifs sont enrichis en silice, en alcalins et en Fer relativement au magnésium.

Dans ces deux modèles, l'eau joue un rôle fondamental. Quand l'eau est en excès, la température de fusion totale d'un mélange granitique est très proche de la température de cristallisation et une augmentation de

la pression entraîne une diminution des températures de fusion totale et de cristallisation. Quand l'eau est en quantité limitée et ne peut saturer le système, cette tendance se renverse et une augmentation de pression entraîne une augmentation de la température de fusion totale (cas des magmas d'origine anatectique).

Ces deux mécanismes "simples" peuvent être modifiés, car lors de sa formation ou de sa mise en place le magma formé peut se mélanger à un autre magma, ou bien lorsqu'il monte à travers les roches plus superficielles, assimiler une partie de celles-ci.. S'il y a fusion partielle, suivie de cristallisation fractionnée, le magma peut séjourner à plus ou moins grande profondeur pendant un temps plus ou moins long et laisser cristalliser certains minéraux; si ce temps est assez long on peut concevoir une assimilation de matériaux préexistants ou un apport d'éléments à travers la paroi sous l'influence de fluides. Dans tous les cas la composition initiale du magma sera modifiée. Ce processus envisagé par de nombreux auteurs sous l'aspect pétrogénétique par exemple Buddington (1959), Bateman et al (1963), Hurley et al (1963), Gilluly (1965), Allègre et Dars (1965), Autran et al (1970), Dupuy (1970), Capdevilla et al (1973) Hamet (1975), Vitrac (1975), peut se résumer ainsi : "Graduations in magma types ... be due either to melting together of both crustal and mantle materials in various proportions or to assimilation of deep crustal material in magmas rising from the mantle ... Part of the rise of any magma must be accomplished by zone melting, and this could result in profound modification of the original magma by assimilation "(Hamilton et Meyers, 1967).

D'autres cas plus complexes peuvent être envisagés (Dupuy, 1970). A ces phénomènes de mélange et d'assimilation peut se rattacher la présence d'enclaves basiques d'origine magmatique, dans les granodiorites (Didier 1964 - Didier et Lameyre, 1969). Ces enclaves sont interprétées soit comme les restes de magmas basiques ou intermédiaires générateurs de granitoïdes par différenciation, ou bien comme les témoins d'intrusions basiques profondes qui ont déterminé la fusion des roches crustales donnant ainsi naissance à un magma granodioritique où elles se sont dispersées. En tout cas "la mise en place des granodiorites et des granites monzonitiques intrusifs a été précédée ou accompagnée par une injection de roches plus basiques qui ont été disloquées, enclavées et parfois assimilées en partie. Ceci implique une association commune de magmas basiques et du magma granodioritique "(Didier et Lameyre, 1969).

Chapitre I

TRACEURS GÉOCHIMIQUES ET MAGMATISME

Les critères chimiques et minéralogiques ne permettent pas actuellement de résoudre le problème de l'origine du magma granitique car ces roches sont dans l'ensemble fort homogènes. Or la composition isotopique du Sr est non seulement un indicateur de l'âge des roches et des minéraux, mais elle donne aussi des renseignements sur l'origine des roches ignées ; la valeur du rapport initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de l'isochrone est en effet celle du magma à partir duquel ces roches ont cristallisé. Cette valeur dépend de l'histoire antérieure du Sr et reflète le rapport Rb/Sr dans lequel le système a évolué. Ce rapport initial représente donc celui de la région source. On admet qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique du Sr lors des processus de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle.

1 - LE STRONTIUM DANS LA CROÛTE ET LE MANTEAU

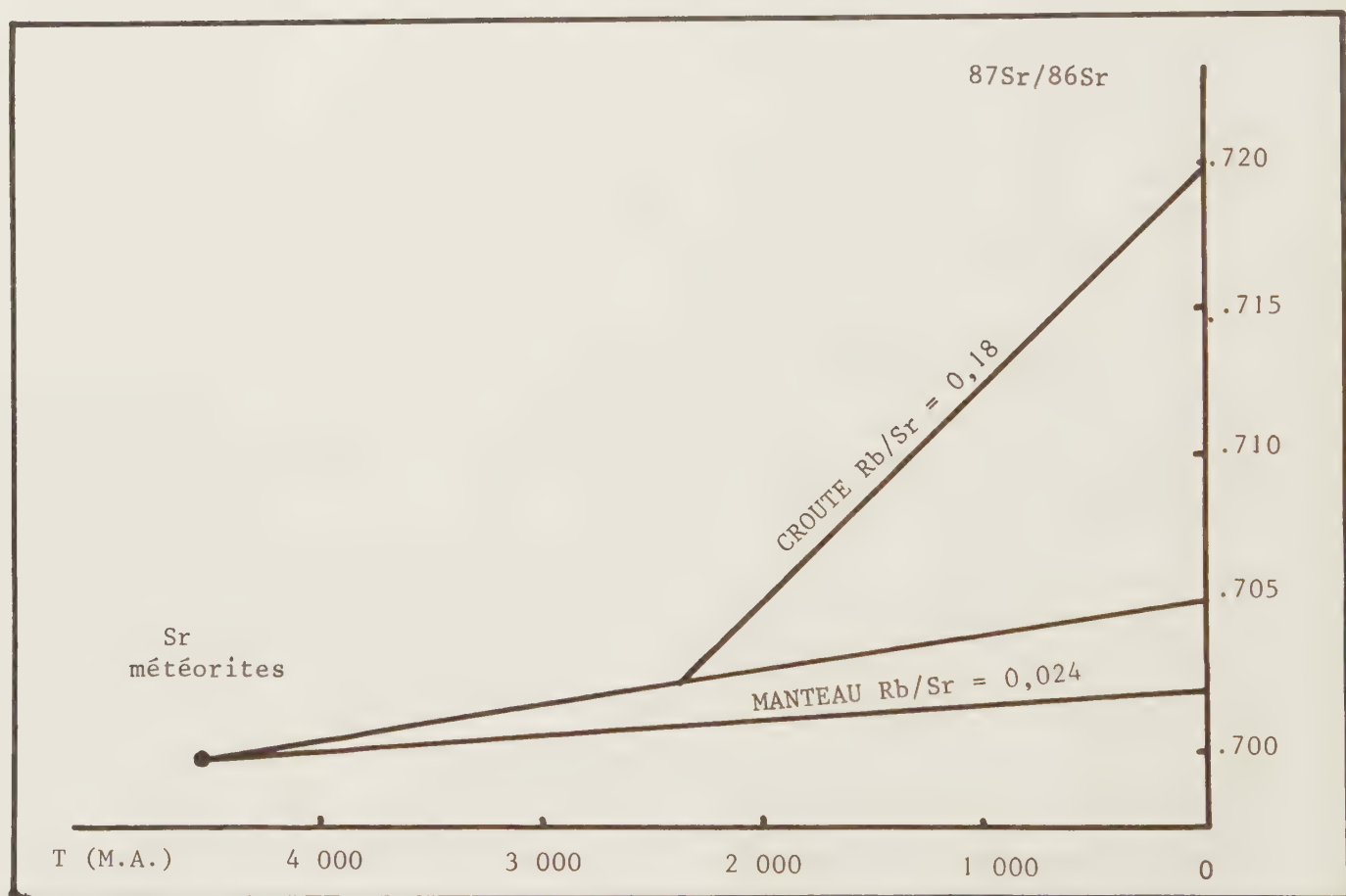
Les roches de la croûte sont, par rapport à celles du manteau, enrichies en silice, alumine et alcalins, donc en Rb vu les propriétés géochimiques de cet élément ; le rapport Rb/Sr de la croûte est donc supérieur à celui du manteau.

- Le rapport isotopique actuel du Sr du manteau a été mesuré directement par l'analyse des basaltes océaniques en supposant évidemment que le magma s'est formé dans le manteau supérieur, qu'il n'a pas été contaminé, et que le Sr du magma est isotopiquement le même que celui du manteau à partir duquel il s'est formé (pas de fractionnement isotopique). La valeur moyenne est de 0,7035 (Hedge et al, 1970) à 0,7037 (Faure et Powel, 1972) et vraisemblablement comprise entre 0,702 et 0,705. Le rapport isotopique du Sr des achondrites basaltiques mesuré par Papanastasiou et Wasserburg (1969) est de 0,69899, et en supposant que ces météorites se sont formées en même temps que la terre voici⁴ 600 M.A., à partir du même matériel, ce rapport B.A.B.I. = 0,69899 est également celui du strontium de la terre. A partir de ces données, le rapport Rb/Sr du manteau est de 0,024

(avec $\lambda = 1,47$),

- Le rapport isotopique du Sr et la valeur Rb/Sr de la croûte sont plus difficiles à déterminer. Un calcul du même type que le précédent, en admettant que l'âge moyen des roches crustales est de 2 500 M.A. et que leur strontium, au moment de leur formation, provient du manteau, et en prenant une valeur Rb/Sr moyenne de 0,18 (Faure et Powel, 1972), donne la valeur actuelle de 0,720 ($\lambda = 1,47$). Ces résultats sont schématisés sur la figure 68.

Figure 68 : DROITES D'EVOLUTION ISOTOPIQUE DU MANTEAU ET D'UN SEGMENT DE CROUTE de 2500 M.A.



2 - APPLICATION A LA PETROLOGIE

Faure et Hurley (1963) ont suggéré d'utiliser la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial obtenu par l'ordonnée à l'origine de la droite isochrone dans le diagramme de Nicolaysen pour connaître l'origine du magma initial.

En effet si le granite provient d'un magma formé par fusion partielle ou par différenciation du manteau supérieur, et si ce magma n'est pas contaminé par du Sr extérieur, son rapport initial sera bas et voisin de celui des basaltes. Par contre si ce magma provient de la croûte, le rapport sera plus élevé. Cependant ce rapport initial élevé peut également indiquer que le magma a pu se former dans le manteau (avec un rapport faible) puis a été contaminé par du matériel sialique ou qu'un métamorphisme a ré-équilibré l'ensemble.

3 - RESULTATS OBTENUS SUR LES GRANITES D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE

Les valeurs du rapport initial du Sr des granites varient très largement: de 0,700 (Zartman et al 1965)... à 0,737 (Kaplan, 1968). Faure et Powell (1972) à partir d'analyses isotopiques de granites, prises dans la littérature, granites dont l'âge et le rapport initial du Sr ont été obtenus par isochrones de roches totales, constatent que (voir fig.V-1 p.45 in Faure et Powell, 1972):

- 50% des granites analysés ont des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0,700 et 0,706, identiques à ceux des basaltes océaniques (ce chiffre est ramené à 40% environ si la valeur de référence est comprise entre 0,700 et 0,704). Ces granites proviennent donc de la même source que les basaltes. Ces rapports sont compatibles avec la fusion partielle du manteau supérieur, ou la différenciation d'un magma basaltique. Ces granites contiennent pas ou très peu de strontium crustal plus ancien (Fullagar et al, 1971).

- 20% environ des granites ont des rapports initiaux du strontium plus élevés que ceux de la croûte continentale. Diverses hypothèses ont été proposées pour expliquer ces résultats, mais ces granites contiennent une importante quantité de matériel d'origine crustale, avec peut-être une contamination.

- 30% à 40% environ des granites ont des rapports initiaux intermédiaires entre ceux des basaltes et ceux de la croûte continentale; ces valeurs peuvent être interprétées comme suit :

fusion partielle de roches crustales ayant des rapports isotopiques appropriés (Moorbath et al 1965, Doe 1968).

différenciation ou fusion partielle du manteau supérieur ou de la croûte inférieure, suivie d'une contamination par du Sr radiogénique de la croûte supérieure.

. fusion partielle et mélange de matériel mantellique (à bas rapports isotopiques du Sr) et de matériel crustal (rapports initiaux plus élevés). Peterman et al (1967), Armstrong (1968), Hamilton (1969), Dewey et Bird (1970)..

En conclusion la valeur du rapport initial du strontium, obtenu à partir de l'isochrone de roches totales d'un granite, permet donc de cerner l'origine du magma granitique : celui-ci peut provenir, soit du manteau, soit de la croûte, soit résulter d'un mélange.

4 - GEOCHIMIE DES ELEMENTS Rb, Sr, K et Ba

L'utilisation des éléments traces, dans les problèmes de "granitisation" a connu ces dernières années un développement remarquable et souvent fructueux. En effet la connaissance du rayon ionique, de la valence, et de la nature de la liaison chimique permet de prédire le comportement respectif de ces éléments. Lors des processus pétrologiques (cristallisation fractionnée, fusion partielle) les cristaux formés incorporent les éléments traces qui peuvent servir comme indicateurs de l'évolution des roches magmatiques.

En plus du Rb et du Sr dosés par dilution isotopique dans la majorité des cas, le baryum et le potassium ont été analysés dans les granites du Limousin.

Les propriétés géochimiques de ces éléments ayant fait l'objet de nombreuses études et synthèses ne seront pas rappelées ici, on se réfèrera pour le Rb à Heier et Adams (1964) et Heier et Billings (1972); pour le Sr à Taylor (1965) et Peterman et Hedge (1974); pour le K à Heier et Adams (1964) et Heier et Billings (1970) et pour le Ba à Taylor (1965) et Puchelt (1972).

Après mise en évidence des caractères géochimiques des granites du Limousin qui nous montrera l'existence de deux groupes distincts, les différents processus envisagés pour la formation des magmas granitiques (fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélange assimilation) seront testés.

Les éléments traces Rb et Sr, ainsi que la valeur du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ seront utilisés grâce à des modèles mathématiques exposés ci-dessous.

CHAPITRE II

LES MODÈLES MATHÉMATIQUES

Les diverses hypothèses concernant le mécanisme de formation du magma, peuvent être testées par des modèles mathématiques. Ceux-ci seront exposés rapidement, car ils ont été décrits en détail.

1 - CRISTALLISATION FRACTIONNÉE

Voir en particulier Neumann et al (1964), Gast (1968) Dupuy (1970) Greenland (1970), Allègre et Michard (1973), Hamet (1975), Vitrac (1975), Arth (1976), Albarède et Condomine (1976).

Dans les conditions d'équilibre, ou quand les cristaux sont soustraits du contact du magma dès qu'ils sont formés, la concentration d'un élément donné réparti entre le magma et une ou plusieurs phases solides est donnée par la loi de Rayleigh (1896).

Dans le cas simple où il y a cristallisation d'une proportion constante de phases, avec un coefficient de distribution constant, la concentration d'un élément dans le magma résiduel est :

$$\frac{C^L}{C_0} = F^{(D-1)}$$

avec C^L = concentration de l'élément dans le magma résiduel,

C_0 = concentration de l'élément dans le magma initial,

F = fraction de magma restante,

D = coefficient de distribution (ou de partage) défini à l'équilibre entre 2 phases (qui peuvent être 2 solides ou 1 liquide et 1 solide) pour l'élément considéré (Berthelot 1872, Nernst 1891) tel de $D = \frac{C_1}{C_2}$ où C_1 est la concentration de l'élément dans la phase 1 et C_2 la concentration dans la phase 2.

Ce coefficient D est constant pour une température et une pression donnée; mais il est fonction de la température, de la pression et de la composition des deux phases. On peut cependant, en approximation, admettre une température moyenne et une composition relative constante entre les minéraux - cristallisation eutectique - donc D peut être considéré comme constant. Dans le cas où plusieurs minéraux différents cristallisent D peut être remplacé par un coefficient moyen D_m en fonction de la proportion de chaque cristal et du coefficient D de chacun d'eux.

Ce modèle permet donc en connaissant le coefficient de partage de suivre l'évolution de la concentration d'un élément lors de la cristallisation fractionnée.

Un autre modèle qui permet de s'affranchir du coefficient de partage peut être développé Dupuy(1970), Hamet (1975) .. Soit deux éléments A et B se partageant entre le magma L et le solide s, en appliquant l'équation pour ces deux éléments on a :

$$(1) \quad \frac{C_A^L}{C_A^0} = F^{(D_A-1)} \quad (2) \quad \frac{C_B^L}{C_B^0} = F^{(D_B-1)}$$

$$\text{ou } C_A^L = C_A^0 F^{(D_A-1)} \quad \text{et } C_B^L = C_B^0 F^{(D_B-1)}$$

En combinant ces 2 équations il vient

$$(3) \quad \frac{C_A^L}{C_B^L} = \left(\frac{C_A^0}{C_B^0} \right)^F \quad D_A - D_B \quad \text{or à partir de (2) on a}$$

$$F = \left(\frac{C_B^L}{C_B^0} \right)^{\frac{1}{D_B-1}} \quad \text{soit en reportant dans (3)}$$

$$(4) \quad \left(\frac{C_A}{C_B} \right)^L = \left(\frac{C_A}{C_B} \right)^0 \left(\frac{C_B^L}{C_B^0} \right)^{\frac{D_A - D_B}{D_B - 1}}$$

Cette équation exprime donc la relation entre deux éléments A et B et leur concentration en supposant D_A et D_B constants.

L'équation (4) peut s'écrire :

$$\text{Log} \left(\frac{C_A}{C_B} \right)^L = \text{Log} \left(\frac{C_A}{C_B} \right)^0 + \frac{D_A - D_B}{D_B - 1} \text{Log} \left(\frac{C_B^L}{C_B^0} \right)$$

donc de la forme $y = b + xa$.

Dans un diagramme $\log \left(\frac{A}{B} \right)$, $\log (B)$ cette équation est celle d'une droite de pente $\frac{D_A - D_B}{D_B - 1}$, sans qu'il soit nécessaire de connaître D_A et D_B .

Ces modèles simples ne sont qu'une approche de la réalité, mais on peut admettre que lors du phénomène complexe de cristallisation fractionnée, celui-ci puisse être séparé en plusieurs stades successifs dont chacun répond aux conditions.

Evidemment si le bain réagit avec les cristaux formés on ne peut appliquer cette équation. Un modèle plus complexe où ces hypothèses (proportions constantes de formation des minéraux, et coefficient de distribution constant) ne sont pas nécessaires, est développé par Greenland (1970).

2 - FUSION PARTIELLE

Voir en particulier Gast (1968), Shaw (1970) Dupuy (1970), Allègre et Michard (1973), Hamet (1975), Vitrac (1975), Arth (1976), Albarède et Condomines (1976), Hertogen et Gijbels (1976), Consolmagno et Drake (1976).

Lors de la fusion partielle 3 mécanismes peuvent être envisagés (Shaw, 1970). Nous les examinerons dans le cas simple où les phases fondent dans les proportions constantes dans lesquelles elles se trouvent dans la roche; donc le coefficient de partage D_0 est une constante.

1er mécanisme : Le liquide formé reste en équilibre avec le résidu solide jusqu'à ce que toute la fraction F soit fondue, et à ce stade le liquide s'isole.

L'équation de ce modèle pour un élément trace est alors :

$$\frac{C^L}{C_0} = \frac{1}{D_0 + F(1-D_0)} \quad \text{soit} \quad C^L = \frac{C_0}{D_0 + F(1-D_0)}$$

avec C^L = concentration de l'élément dans le magma formé

C_0 = concentration initiale de l'élément dans le solide.

F = fraction du solide fondu

D_0 = coefficient de distribution global solide/liquide

2ème mécanisme : Chaque fraction de magma est enlevée du solide dès qu'elle est formée. La concentration de l'élément dans le magma C^1 est alors :

$$\frac{C^1}{C_0} = \frac{1}{D_0} (1-F) \left(\frac{1}{D_0} - 1 \right) \quad \text{soit} \quad C^1 = \frac{C_0}{D_0} (1-F) \left(\frac{1}{D_0} - 1 \right)$$

3ème mécanisme : Chaque fraction de magma est enlevée du solide dès qu'elle est formée, et ces diverses fractions se mélangent et s'homogénéisent dans une chambre magmatique. La concentration de l'élément dans le magma $\bar{C}^1$ est alors :

$$\frac{\bar{C}^1}{C^0} = \frac{1}{F} [1 - (1-F) \frac{1}{D_0}] \text{ soit } \bar{C}^1 = \frac{C^0}{F} [1 - (1-F) \frac{1}{D_0}]$$

Ces équations permettent donc de suivre l'évolution de la concentration d'un élément dans un magma lorsque la fusion augmente.

Dans le cas où de faibles fractions sont fondues, les 3 mécanismes envisagés donnent des résultats voisins, mais quand la fusion est importante, les résultats sont très différents.

Les mécanismes 1 et 3 donnent dans le magma des concentrations C^L et $\bar{C}^1$ très voisines; alors que le mécanisme 2 donne un fractionnement très important.

Les 3 mécanismes peuvent se superposer et se suivre dans les phénomènes naturels d'une séquence de fusion partielle. Cependant les mécanismes 1 et 3 (équilibre ou homogénéisation des différents liquides) semblent les plus réalistes du point de vue géologique pour expliquer la formation de magmas de composition relativement constante et uniforme.

Dans le cas où il y a fusion de plusieurs phases du solide dans les proportions p^α le coefficient de partage global D solide/magma est fonction de F , les équations des 3 mécanismes envisagés doivent être modifiées (équations 13-14-15 de Shaw 1970) et dans le cas où il y a équilibre entre le liquide et solide résiduel (mécanisme 1) l'équation devient alors

$$C^L = \frac{C_0}{D_0 + F(1-P)} \quad (\text{équation 15 de Shaw})$$

avec P = fraction de poids des phases $\alpha, \beta \dots$ qui ont fondu tel que

$$P = \frac{p^\alpha}{K^{m/\alpha}} + \frac{p^\beta}{K^{m/\alpha} K^{\alpha/\beta}} + \dots$$

et D_0 = coefficient de partage global solide/magma de l'élément considéré tel que :

$$D_0 = \frac{X^\alpha}{K^{m/\alpha}} + \frac{X^\beta}{K^{m/\alpha} K^{\alpha/\beta}} + \dots$$

Cette formule est donc très semblable à celle établie précédemment. Tout comme pour la cristallisation fractionnée, un modèle de calcul permet de s'affranchir du coefficient de partage : Hamet (1975), Albarède et Condomines (1975).

En prenant l'équation générale n°15 de Shaw on a :

$$\frac{1}{C} = \frac{D_o + F(1-P)}{C_o} \text{ et pour un 2ème élément}$$

$$\frac{1}{C'} = \frac{D'_o + F(1-P')}{C'_o} \text{ . En combinant les 2 équations il vient :}$$

$$\left(\frac{1}{C} C_o - D_o\right) \frac{1}{1-P} = \left(\frac{1}{C'} C'_o - D'_o\right) \frac{1}{1-P'}$$

Comme $1-P$ et $1-P'$ ne sont pas nuls

$$(1-P') \left(\frac{1}{C} C_o - D_o\right) = (1-P) \left(\frac{1}{C'} C'_o - D'_o\right)$$

$$\frac{1}{C} (1-P') C_o - D_o (1-P') = \frac{1}{C'} (1-P) C'_o - D'_o (1-P)$$

$$\frac{1}{C} = \frac{1}{C'} \left[\frac{(1-P) C'_o}{(1-P') C_o} \right] + \frac{D_o (1-P')}{C_o (1-P')} - \frac{D'_o (1-P)}{C'_o (1-P')}$$

$$\frac{1}{C} = \frac{1}{C'} x + \frac{D_o}{C_o} - \frac{D'_o (1-P)}{C'_o (1-P')} \text{ soit}$$

$\frac{1}{C} = \frac{1}{C'} x + b$ Dans un diagramme $\frac{1}{C}$, $\frac{1}{C'}$ cette équation est celle d'une droite qui ne fait donc pas intervenir les coefficients de partage des éléments C et C'.

3 - MELANGE, ASSIMILATION

Au cours du mélange de deux magmas de masses M_1 et M_2 , la variation de la concentration d'un élément trace quelconque dans le mélange obéit à la relation - ici pour le strontium :

$$\text{Sr}_{\text{mélange}} = \text{Sr}_1 f + \text{Sr}_2 (1-f)$$

où f est la fraction de mélange $f = \frac{M_1}{M_1 + M_2}$

Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ce mélange est alors

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mélange}} = \frac{\text{Sr}_1 \cdot f}{\text{Sr}_{\text{mélange}}} \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_1 + \frac{\text{Sr}_2 (1-f)}{\text{Sr}_{\text{mélange}}} \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_2$$

En combinant ces deux équations on obtient :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}_{\text{mélange}}} = \frac{a}{\text{Sr}_{\text{mélange}}} + b$$

Cette équation représente une famille d'hyperboles dans un diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{mélange}}$, $\text{Sr}_{\text{mélange}}$; et correspond à l'équation d'une droite dans un diagramme de coordonnées $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{mélange}}$, $1/\text{Sr}$, avec :

$$b = \frac{\text{Sr}_1 \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_1 - \text{Sr}_2 \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_2}{\text{Sr}_1 - \text{Sr}_2}$$

$$\text{et } a = \frac{\text{Sr}_1 \cdot \text{Sr}_2 \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_2 - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_1 \right]}{\text{Sr}_1 - \text{Sr}_2}$$

Quand dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $1/\text{Sr}$ on obtient une droite, il est donc possible de calculer l'équation de cette droite de mélange et en fixant des valeurs raisonnables pour les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des 2 magmas qui se mélangent, on peut calculer Sr_1 , Sr_2 et f , puis la valeur moyenne du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du mélange.

GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES

L'étude géochronologique des granites du Haut Limousin nous a montré que les différentes générations sont constituées par des granites monzonitiques, des granodiorites et des leucogranites et qu'il n'est pas possible de distinguer une génération calco-alcaline d'une génération alcaline. Ces résultats semblent donc exclure que les leucogranites se soient formés par métasomatisme grâce à des transformations deutéritiques des granites à biotite sous l'influence de percolation de fluides (Leutwein 1965 pour l'Erzgebirge, Zalaskhova et al., 1967); ils sont au contraire en faveur de la nature magmatique de ces granites.

Les études pétrographiques et chimiques réalisées d'autre part en Haut Limousin par différents chercheurs montrent qu'il existe une coupure nette entre les leucogranites et les autres granites au niveau de certains éléments majeurs, mais que parallèlement à ces différences systématiques "une certaine parenté géochimique entre les granites à 2 micas et les granites à biotite associés dans l'espace" existe (Ranchin, 1971).

Pour cet auteur, " le fait que les granites à deux micas apparaissent comme congénères des granites à biotites auxquels ils sont associés permet de conclure qu'ils en dérivent par un phénomène de différenciation... l'individualisation des granites à deux micas résulterait d'une différence dans les phases de cristallisation primaire " grâce à un abaissement de la température de cristallisation en rapport avec la composition et vraisemblablement l'importance de la phase fluide. Il existerait donc une séquence comagmatique granites à biotite - leucogranites.

Au contraire, pour Lameyre (1966) et Didier et Lameyre (1969) le magma leucogranitique n'est pas le résultat d'un fractionnement magmatique mais celui d'une fusion anatectique, et il n'existe pas de relation comagmatique entre ces 2 types.

Les tableaux ci-dessous résument les caractéristiques géochimiques des granitoïdes du Haut Limousin à partir des analyses chimiques publiées ou nouvelles des éléments majeurs (annexe III) et des oligo-éléments étudiés au cours de ce travail (annexe II).

Nous présentons ensuite différents diagrammes qui vont permettre de caractériser nos granites afin de trancher entre les deux hypothèses : lignée comagmatique entre granites à biotite et leucogranites ; ou existence de deux magmas indépendants, l'un ayant donné naissance aux granodiorites et monzogranites, l'autre aux leucogranites.

FIGURE 69 .- Teneurs moyennes en Rb-Sr-K et Ba des granites du Haut-Limousin

Massif	Nombre d'échantil- lons.	Rb ppm	Sr ppm	K %	Ba ppm
Brême	12	325	104	4,38	340
St Sylvestre	11	439	67	4,38	172
Chateauponsac	7	394	56	4,36	258
St Mathieu s.s.	6	200	67	3,46	151
Blond	8	719	80	3,56	157
Cognac	10	370	116	3,98	272
Roussines	7	136	160	4,16	565
St Mathieu Sil.Al.	6	231	204	3,79	566
Piegut	10	161	192	3,10	495
Esse	10	248	312	3,69	636
Vaulry-lieux	10	248	261	3,87	630
Aureil	9	234	230	3,45	436
Auriat	10	322	230	4,22	550
Chirac	12	109	543	2,65	920
Availles Limousins	5	132	600	3,07	1213

Leucogranites : Moyennes générales
des moyennes
(**) = 115
K/Rb
(**) sauf Blond
Rb = 345 ppm
Sr = 82 ppm
K% = 4,0 %
Ba = 227 ppm

Granites monzonitiques : Moyennes
générales des
des moyennes
K/Rb = 155
Rb = 240 ppm
Sr = 245 ppm
K% = 3,7 %
Ba = 550 ppm
Granodiorites : moyennes générales
des moyennes
K/Rb = 242
Rb = 120 ppm
Sr = 570 ppm
K% = 2,9 %
Ba = 1070 ppm

FIGURE 70.- Compositions chimiques des différentes roches du Haut Limousin
-éléments majeurs et traces (Rb,Sr,Ba)

	Micas- chistes	Paragneiss	Ortho- gneiss ceillés	Orthogneiss isogramu- laires	Ortho- gneiss fins.	Diatexites	Grano- diorites	Granites monzoniti- ques	Leuco- granites
SiO ₂	63,6	66,0	72,83	73,94	76,0	73,3	69,22	69,92	72,53
Al ₂ O ₃	17,6	16,1	13,66	14,04	12,85	13,5	15,10	15,44	14,74
Fe ₂ O ₃ total	5,8	5,0	2,54	2,33	1,80	2,0	2,79	2,04	1,78
MnO	0,09	0,15	0,04	0,05	0,04	0,02	0,06	0,05	0,03
MgO	1,89	2,20	0,77	0,78	0,15	0,27	1,23	0,86	0,32
CaO	0,70	1,30	1,17	1,16	0,95	0,41	2,93	1,45	0,56
Na ₂ O	1,65	2,80	2,78	3,10	3,65	2,62	3,87	3,68	3,25
K ₂ O	4,04	3,0	4,57	4,20	3,85	4,97	2,78	4,63	5,08
TiO ₂	0,74	0,70	0,37	0,28	0,08	0,26	0,31	0,31	0,21
Rb	155	150	175	250	150	205	120	240	345
Sr	103	190	100	88	75	130	570	245	82
Ba	non dosé	non dosé	560	255	400	630	1070	550	227
K/Rb	220	170	210	150	215	200	242	155	115
Rb/Sr	1,5	0,8	1,8	2,8	2,5	1,6	0,20	1	4,2
	Majeurs moyenne de 9 analyses CRPG Nancy (feuille Bourganeuf) ANNEXE III Traces 8 analyses Clermont ANNEXE I	Majeurs:10 analyses CRPG Nancy (feuille Bourganeuf) ANNEXE III Traces : 20 analyses- Clermont ANNEXE I	Majeurs analyses Clermont + 8 analy- ses CRPG Nancy (feuilles Bourganeuf et Ambazac) Traces 10 analyses- Clermont ANNEXES I et II	Majeurs 6 analyses- Clermont, (Annexe III) Traces 6 analyses- Clermont ANNEXE I	Majeurs analyses Clermont ANNEXE III Traces 12 analyses Clermont ANNEXES I, II.	Majeurs 12 analyses Clermont ANNEXE III Traces 12 analyses Clermont ANNEXES I, II.	Majeurs 10 analyses CRPG Nancy feuilles Bourganeuf Ambazac) ANNEXE III Traces 6 analyses Clermont ANNEXE I	Majeurs 95 -analy- ses prises dans la Bibliogr. ANNEXE III Traces 49 Analyses Clermont ANNEXES I, II.	Majeurs 302 -ana- lyses ex- traites de la bibliogr. ANNEXE III Traces 54 Analyses Clermont ANNEXES I, II

(A) ARGUMENTS EN FAVEUR D'UNE SEQUENCE

COMAGMATIQUE : granites à biotites - leucogranites.

1 - RELATIONS Rb-Sr-Ba

El. Bouseily et al (1975) ont proposé d'utiliser le diagramme ternaire Rb, Sr, Ba pour caractériser les roches granitiques. Cinq zones qui correspondent aux diorites, diorites quartziques et granodiorites, granites anormaux, granites normaux, granites très différenciés sont délimitées dans ce diagramme. Le report des analyses de Rb-Sr-Ba dans les granites du Haut Limousin, sur ce diagramme ternaire (fig.71) montre que : - les granodiorites typiques (Chirac, Availles) et les leucogranites typiques (Brême, St Sylvestre, Chateauponsac, St Mathieu s.s., Blond, Cognac) s'intègrent assez bien dans les champs délimités par El. Bouseily et al., avec toutefois une légère dérive vers le pôle Sr pour les leucogranites.

- aucun de nos granites ne correspond aux "normal granites" définis par référence aux "Low Ca granites" de Turekian et Wedepohl (1961). Il faut remarquer que les teneurs données par ces auteurs (Rb = 170 ppm, Sr = 100 ppm, Ba = 840 ppm) doivent être modifiées si l'on se reporte aux résultats donnés par Faure et Powell (1972) pour le Sr et par Puchelt (1972) pour le baryum; dans ces conditions le point moyen représentatif de ces granites (Rb = 150 ppm, Sr = 285 ppm, Ba = 732 ppm) est nettement déplacé et tombe dans le champ des "anomalous granites" défini par El. Bouseily.

- Plusieurs granites (Piegut, Vaulry Cieux, Roussines) s'inscrivent ou sont très proches (Auriat, Aureil) du champ des "anomalous granites" qui correspondent, selon El. Bouseily, à "the following granite types : metasomatised, granitized, rapakivi, magmatic granites subjected to metasomatism and granites that suffered from chemical changes or were not formed by a simple mechanism". Cette catégorie de granites anormaux, correspond en fait parfaitement aux granites monzonitiques et, comme je viens de le montrer, le point moyen représentatif des granites s'inscrit dans ce champ.

Quoiqu'il en soit, on constate dans ce diagramme une variation régulière depuis le pôle granodioritique jusqu'au pôle leucogranitique, qui

Figure 71 : Diagramme Rb-Sr-Ba pour les granites du Haut Limousin

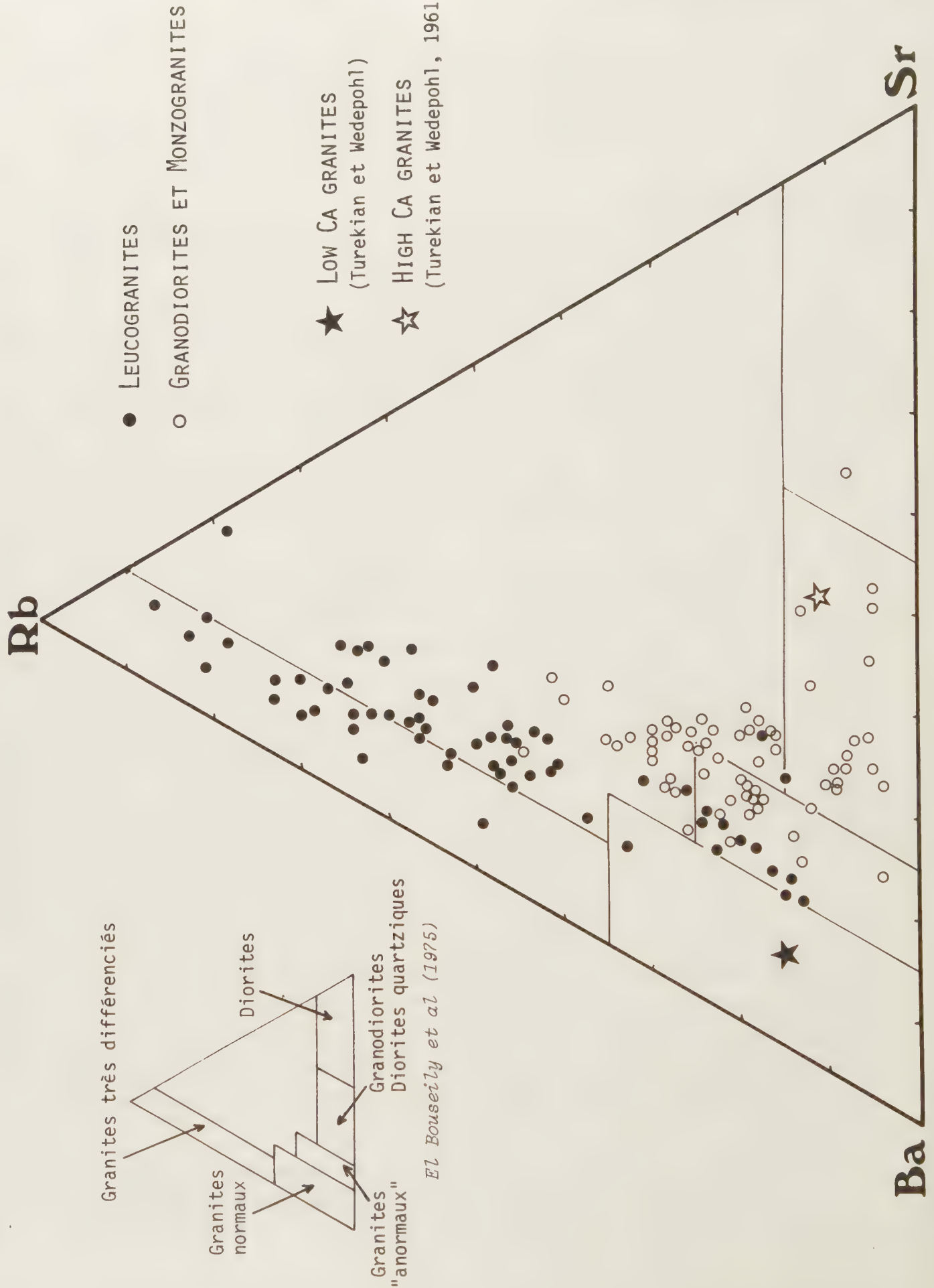
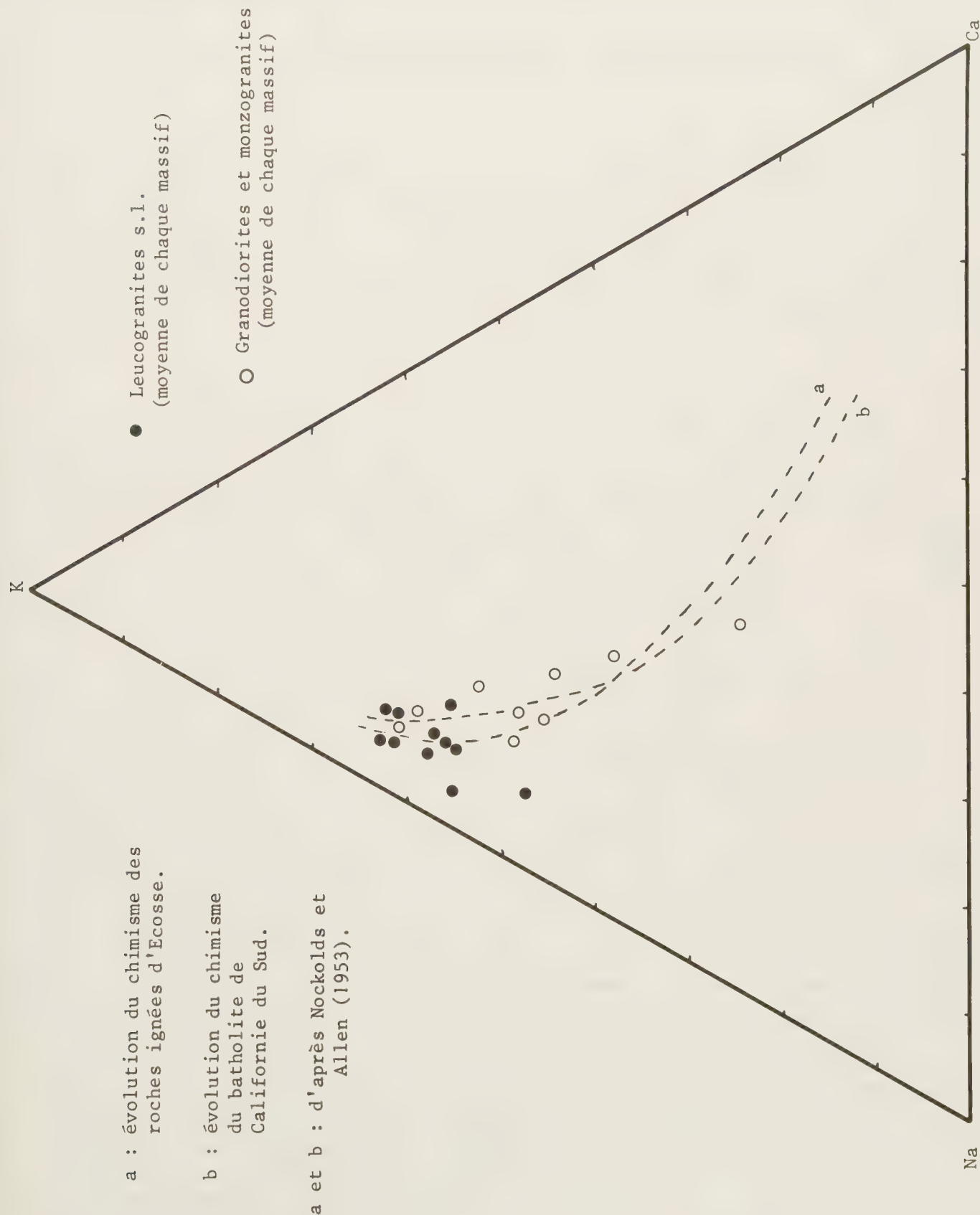


Figure 72 : Diagramme K - Na - Ca pour les granites
du Haut Limousin.



peut donc évoquer un processus pétrogénétique de différenciation magmatique.

Le diagramme K, Na, Ca évoque le même type de processus (figure 72).

2 - RELATIONS K, Rb

Les relations entre le potassium et le rubidium sont bien connues en géochimie (Heier et Billings, 1970).

Le diagramme classique K/Rb, Rb (fig.73) montre, pour les granites limousins une variation régulière du rapport K/Rb depuis des valeurs de 400 dans les granodiorites jusqu'à des valeurs de 30 dans le leucogranite de Blond.

Comme dans le diagramme précédent, cette relation évoque une différenciation continue depuis le pôle granodioritique jusqu'au pôle leucogranitique par cristallisation fractionnée. Cependant ce type de courbe hyperbolique est normal dans les diagrammes où la même variable figure en abscisse par sa valeur et en ordonnée par son inverse.

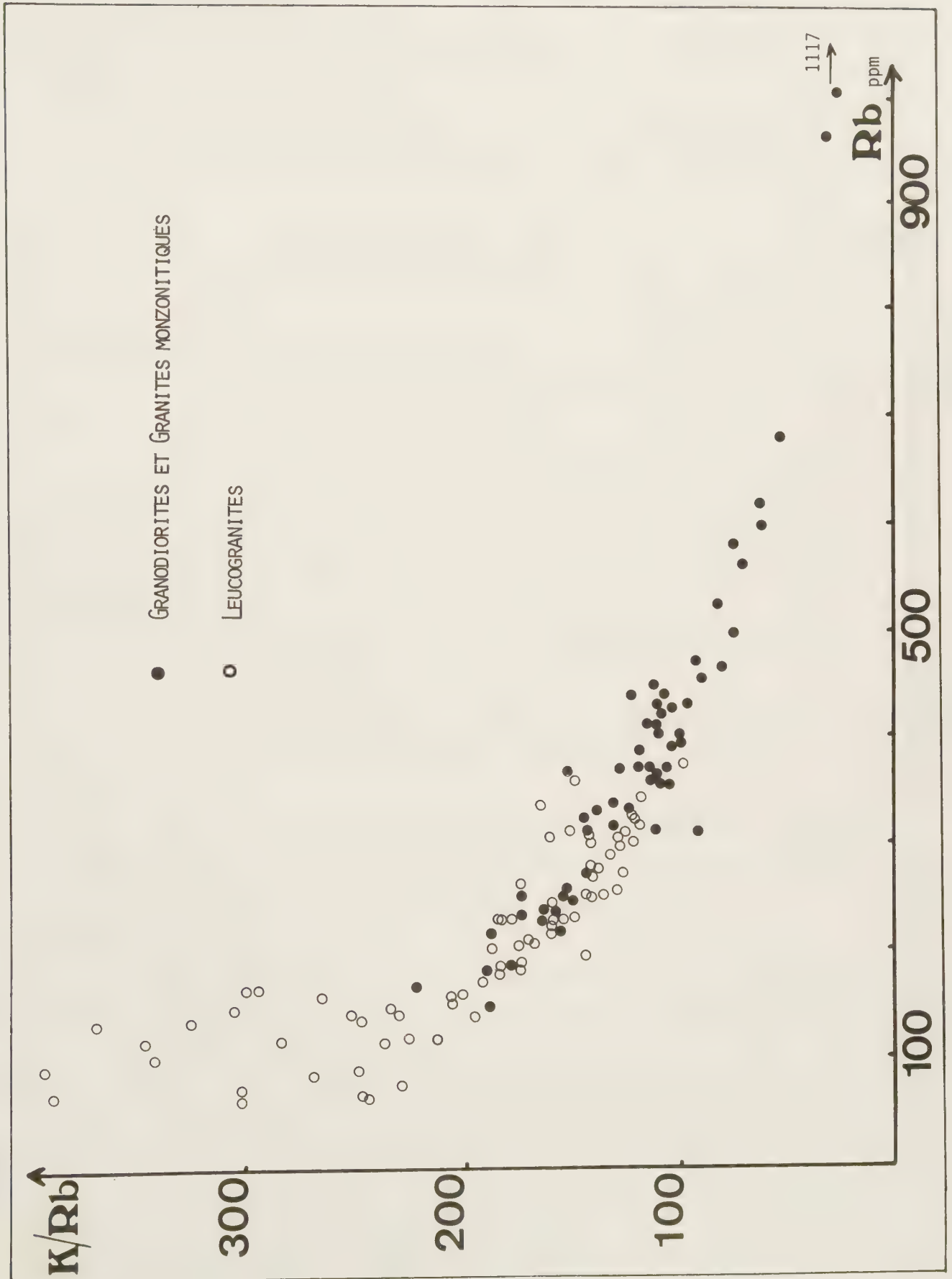
Le report des points dans le diagramme K, Rb (Taylor 1956, 1965) semble également montrer une évolution continue (fig.74). Cependant par rapport au "main trend" défini par Shaw (1968), on constate que les points représentatifs des granites monzonitiques et granodiorites se répartissent près de cette courbe statistique; mais que, par contre, les leucogranites s'en écartent très nettement par une augmentation anormale des teneurs en Rb quand la teneur en K dépasse environ 3,5%.

A une évolution normale par différenciation des granodiorites et des monzogranites, d'autres phénomènes pétrogénétiques capables d'amener un enrichissement anormal en Rb dans ces leucogranites sont intervenus.

Par rapport au "main trend" on constate donc que non seulement les leucogranites s'en écartent, mais que la tendance générale de ces roches est horizontale, comme celle obtenue par Gauthier (1974) pour les leucogranites de la Marche orientale (au Nord du Limousin) et rappelle celle des pegmatites "Ph trend" de Shaw (1968). On est donc loin du schéma de transition graduelle entre granites et leucogranites.

Un autre point important est l'existence d'une tendance inverse de celle observée par Shaw, en particulier pour le granite de Blond où l'augmentation en Rb s'accompagne d'une diminution de la teneur en K.

Figure 73 : Diagramme K/Rb, Rb pour les granites du Limousin.



■ LEUCOGRANITE DE BLOND

▼ LEUCOGRANITE DE CHATEAUPONSAC

○ GRANODIORITES
MONZOGRANITES

● LEUCOGRANITE DE ST SYLVESTRE

▲ LEUCOGRANITES DE COGNAC,
ST MATHIEU, LA BRÂME

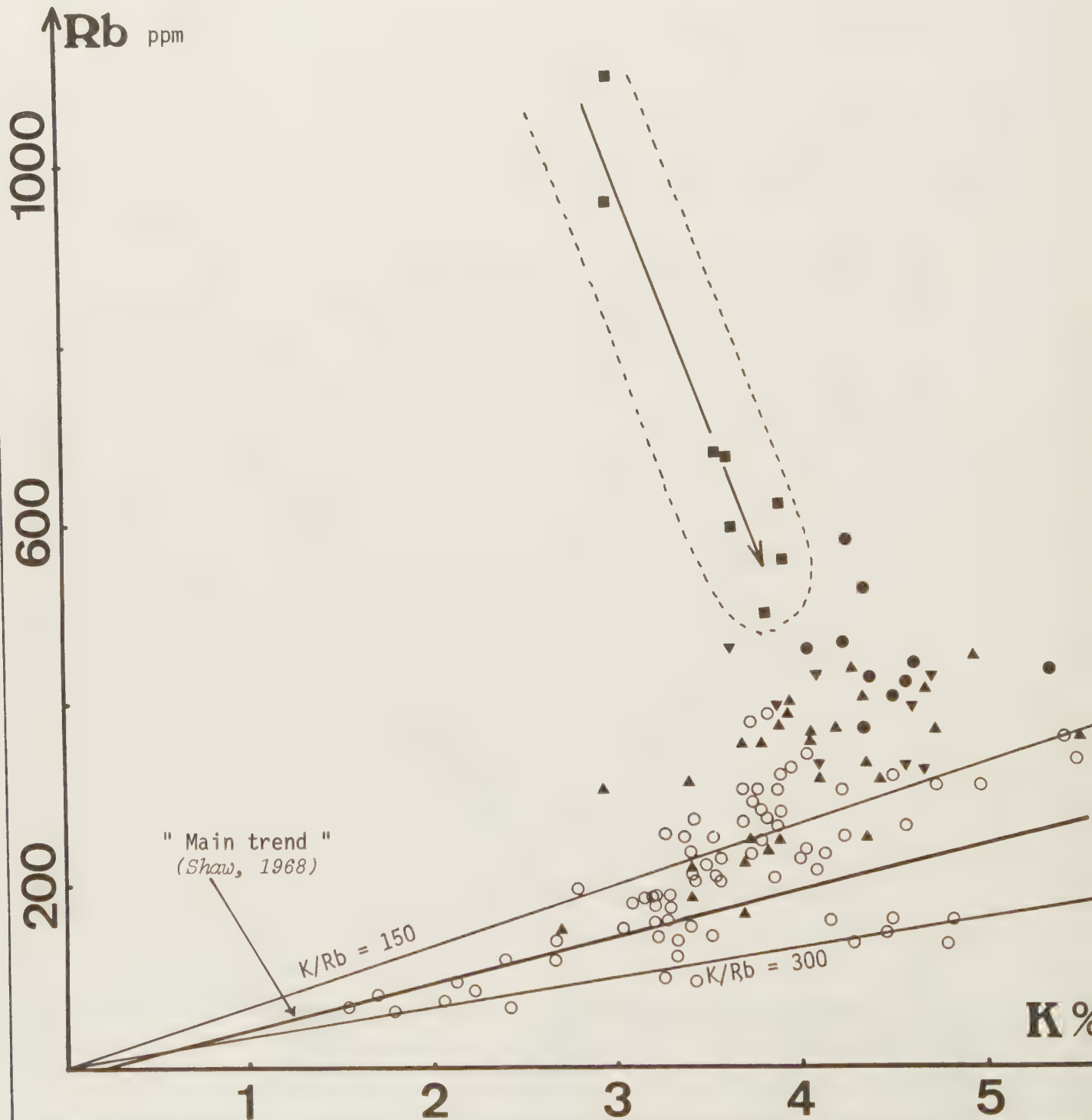


Figure 74 : Diagramme K, Rb pour les granites du Limousin.

Ces observations montrent donc que l'évolution par transition graduelle entre granites et leucogranites n'est pas évidente et que la consanguinité possible n'est peut être pas réelle.

Les résultats suivants vont montrer la réalité de cette discordance entre les tendances géochimiques.

(B) ARGUMENTS EN FAVEUR DE L'EXISTENCE DE DEUX MAGMAS

1) RELATIONS SiO_2 , K_2O et SiO_2 , Na_2O

La figure 75 illustre les variations de Na_2O et de K_2O en fonction de SiO_2 dans les granites du Limousin.

On constate l'existence de tendances opposées. Dans les granites monzonitiques et les granodiorites le potassium croît corrélativement avec la teneur en silice, alors que le sodium reste constant ; dans les leucogranites, au contraire, le potassium décroît tandis que le sodium augmente en fonction de la teneur en silice.

Dans l'ensemble K_2O varie donc à l'inverse de Na_2O .

2) RELATIONS SiO_2 -Rb et SiO_2 -Sr

Comme dans les diagrammes précédents, la figure 76 montre une coupure nette entre deux populations, mais les tendances observées sont moins nettes.

Il faut cependant remarquer dans tous ces diagrammes que la position occupée par certains faciès est variable (faciès rouge type Fromenthal du granite de Cieux, par exemple).

3) RELATIONS Rb-Sr

Ce diagramme (fig.77A) montre au premier abord une corrélation négative générale, mais en réalité on distingue nettement, à l'échelle de chacun des massifs deux types de corrélation.

- la première négative qui correspond aux granodiorites et aux monzogranites (Chirac - Availles - Piegut - Esse - Aureil) est cependant moins nette pour les massifs d'Auriat et de Cieux.

- la seconde tendance qui intéresse les leucogranites s.s. montre, soit une légère corrélation négative (Chateauponsac) ou positive (Blond) soit plus généralement une absence de corrélation : les teneurs en Sr sont pratiquement constantes alors que la teneur en Rb croît.

Figure 75 : Diagrammes SiO_2 , K_2O et SiO_2 , Na_2O
(moyenne de chacun des massifs de granite du Haut Limousin).

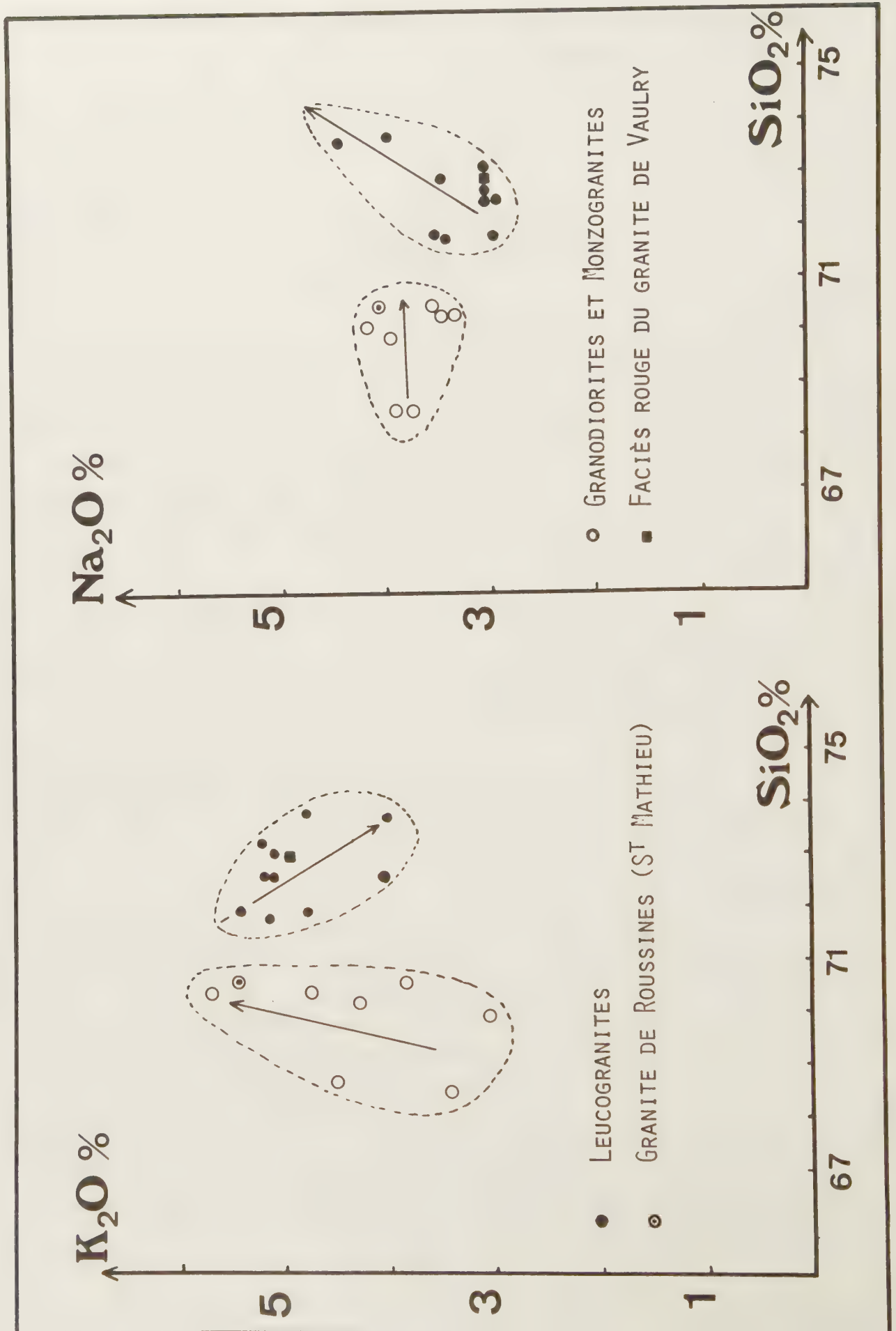


Figure 76 : Diagrammes SiO_2 , Rb et SiO_2 , Sr
(moyenne de chacun des massifs)
(même légende pour les figurés que la figure 75).

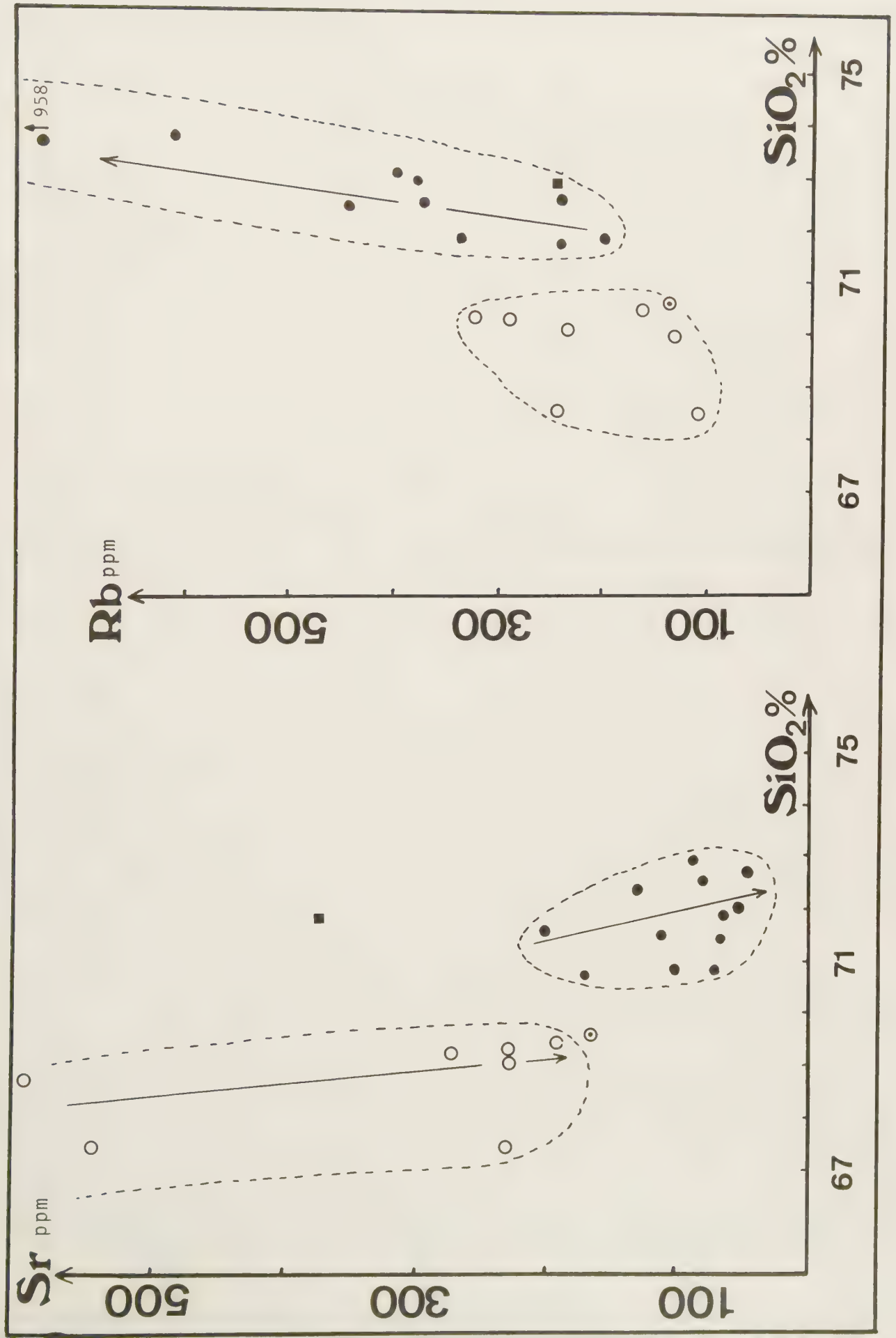
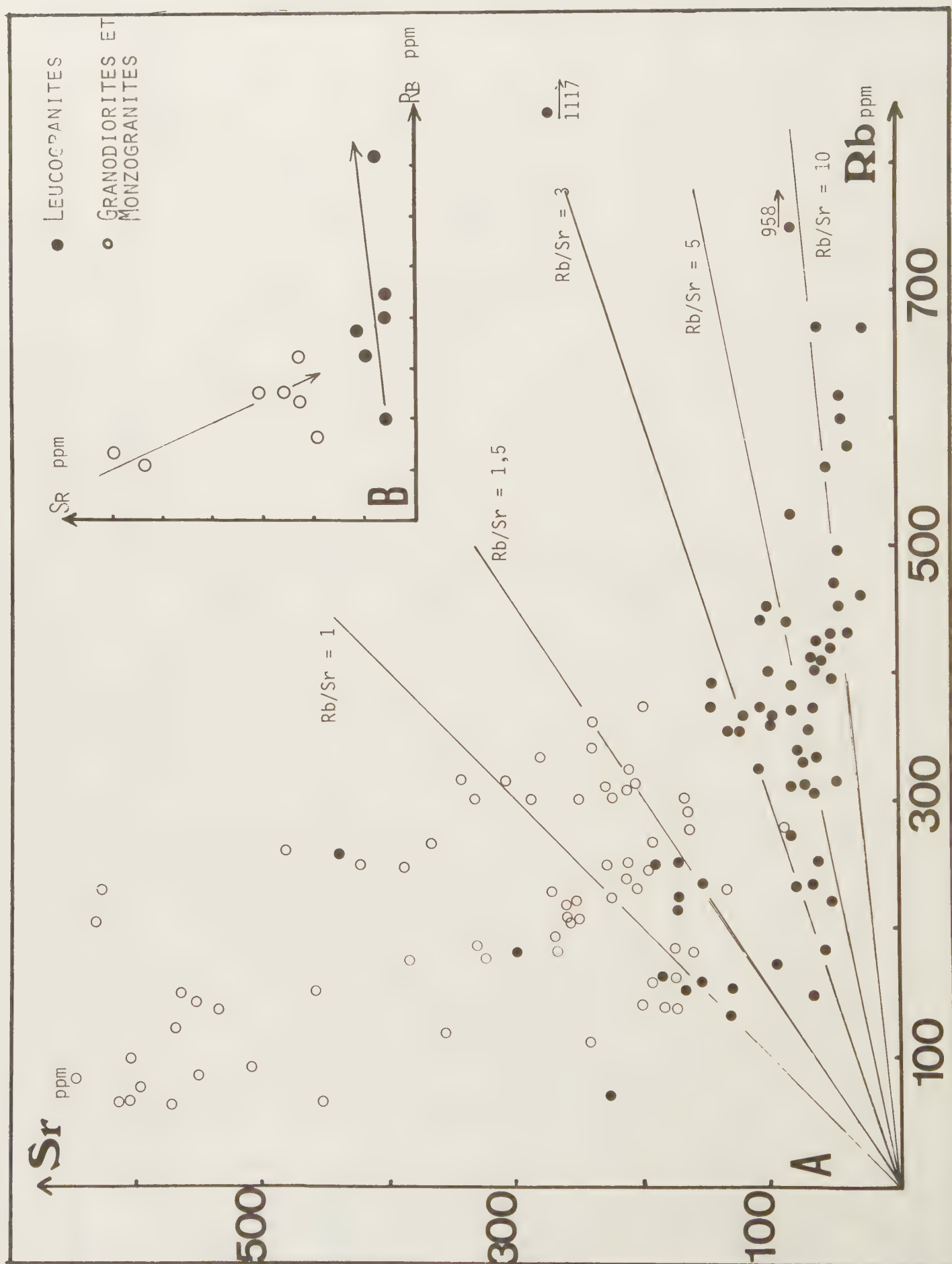


Figure 77 : Diagramme Rb, Sr.

A-pour les différents massifs de granites

B-Moyenne pour chacun des massifs de granites.



Ces 2 types de corrélation se retrouvent à l'échelle régionale, les différents massifs granodioritiques et monzogranitiques présentent entre eux une nette corrélation négative, (fig. 77B) alors que les leucogranites montrent une corrélation à tendance positive.

Ces figures qui individualisent nettement deux familles montrent de plus que les magmas se sont formés et ont évolué de manière différente.

4 - DIAGRAMME D'EVOLUTION ISOTOPIQUE $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$, f(T.).

Sur ce diagramme où sont reportés les points représentatifs des granites et des orthogneiss on constate (fig.78):

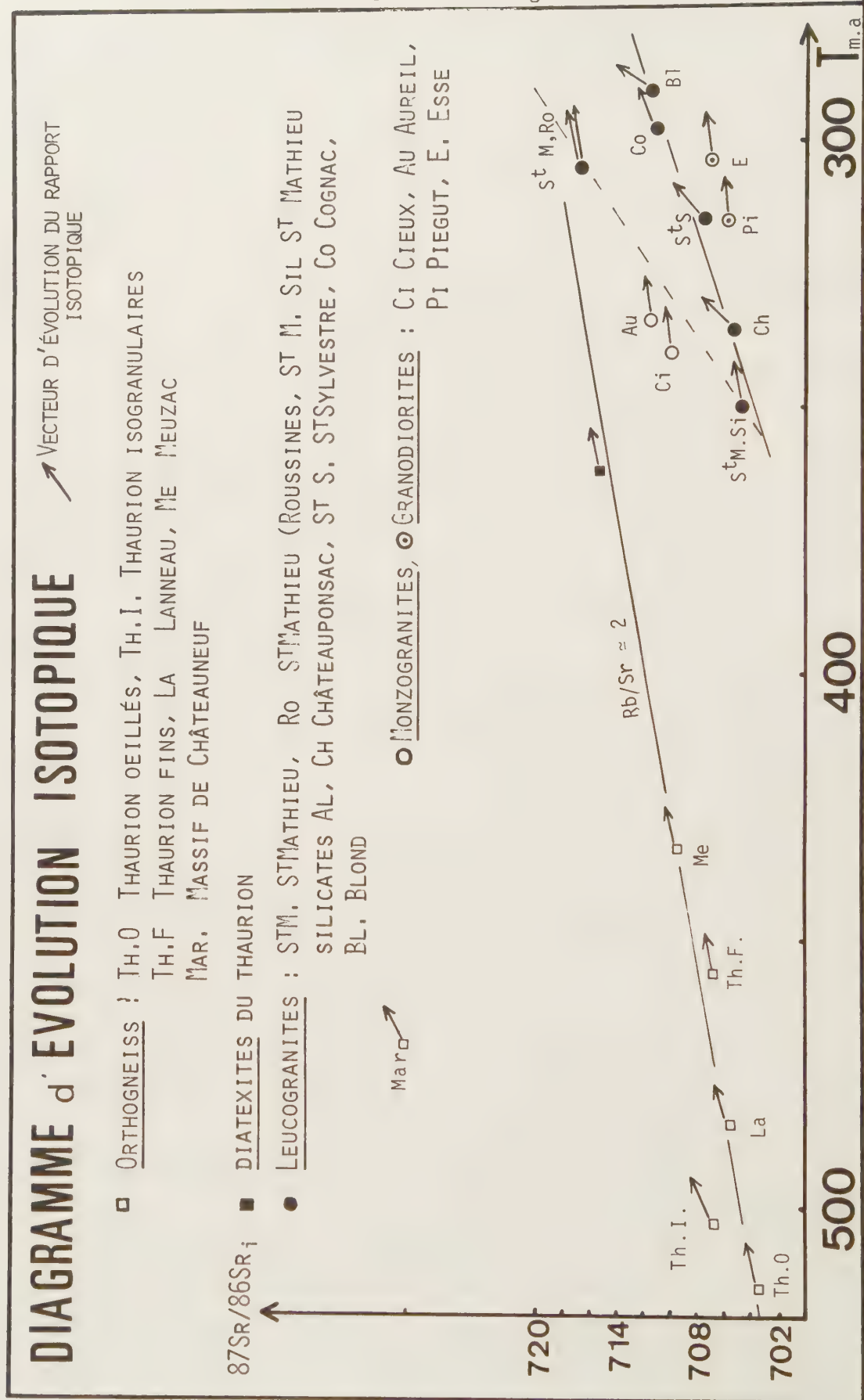
- une augmentation de la valeur des rapports initiaux du strontium $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$ en fonction du temps, pour les orthogneiss et pour les leucogranites. Au contraire les granites monzonitiques (Cieux - Aureil - Piegut - Esse) montrent une évolution inverse : les massifs les plus jeunes possèdent un rapport initial plus faible.
- Pour les orthogneiss, le bon alignement des points représentatifs des rapports initiaux du strontium, couplé avec le parallélisme de leur propre vecteur d'évolution isotopique suggère une relation génétique entre les différentes formations. Celle-ci est vérifiée sur les plans pétrographiques et chimiques.
- Pour les leucogranites, la droite d'évolution mise en évidence montre également la liaison génétique qui existe entre les massifs de Chateauponsac, StSylvestre, Cognac et Blond. Une deuxième droite, moins évidente, peut être tracée entre les différents faciès du massif de StMathieu (StMathieu s.s., Roussines, StMathieu à silicates d'alumine).

Ces deux droites d'évolution isotopique des leucogranites se coupent vers 360 M.A. environ pour une valeur $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i \approx 0,704-0,705$. Cet âge correspond à l'intensité maximale du métamorphisme en Haut Limousin (voir première partie de ce mémoire).

Le magma leucogranitique s'est donc vraisemblablement formé à cette époque lors du métamorphisme.

- Bien que certains granites monzonitiques ou granodioritiques soit spatialement associés à des leucogranites, on constate que ces relations ne se retrouvent pas dans ce diagramme d'évolution isotopique ; ainsi le granite de Piegut ne s'inscrit pas sur la droite définie par les leucogranites de StMathieu, tout comme le granite de Cieux Vaulry sans

Figure 78 : Diagramme d'évolution isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, f(T) pour les orthogneiss et les granites.



relations génétiques avec le massif de Blond. Cette absence de corrélation entre les monzogranites ou granodiorites, avec les leucogranites auxquels ils sont associés, et entre eux, montre l'individualité des deux magmas parents.

- Le magma leucogranitique est indépendant des orthogneiss plus anciens, la droite d'évolution isotopique de ces derniers n'étant pas recoupée par celle définie par les leucogranites. De plus si ces leucogranites dériveraient directement des orthogneiss, leurs rapports initiaux $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$ devraient être plus élevés.

Seul le massif de St Mathieu s.s. a une relation génétique avec les orthogneiss; car son point représentatif s'inscrit sur la droite d'évolution isotopique de ceux-ci et son rapport initial élevé $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i = 0,717$ est compatible avec cette hypothèse.

5 - FRACTIONNEMENT K, Rb DANS LES FELDSPATHS POTASSIQUES

La figure 79 montre nettement une discordance des tendances. Pour des teneurs semblables en potassium, on observe un net accroissement de la teneur en Rb des feldspaths potassiques.

Une nette virgation apparaît dans le fractionnement du Rb et du K entre les leucogranites et les granites.

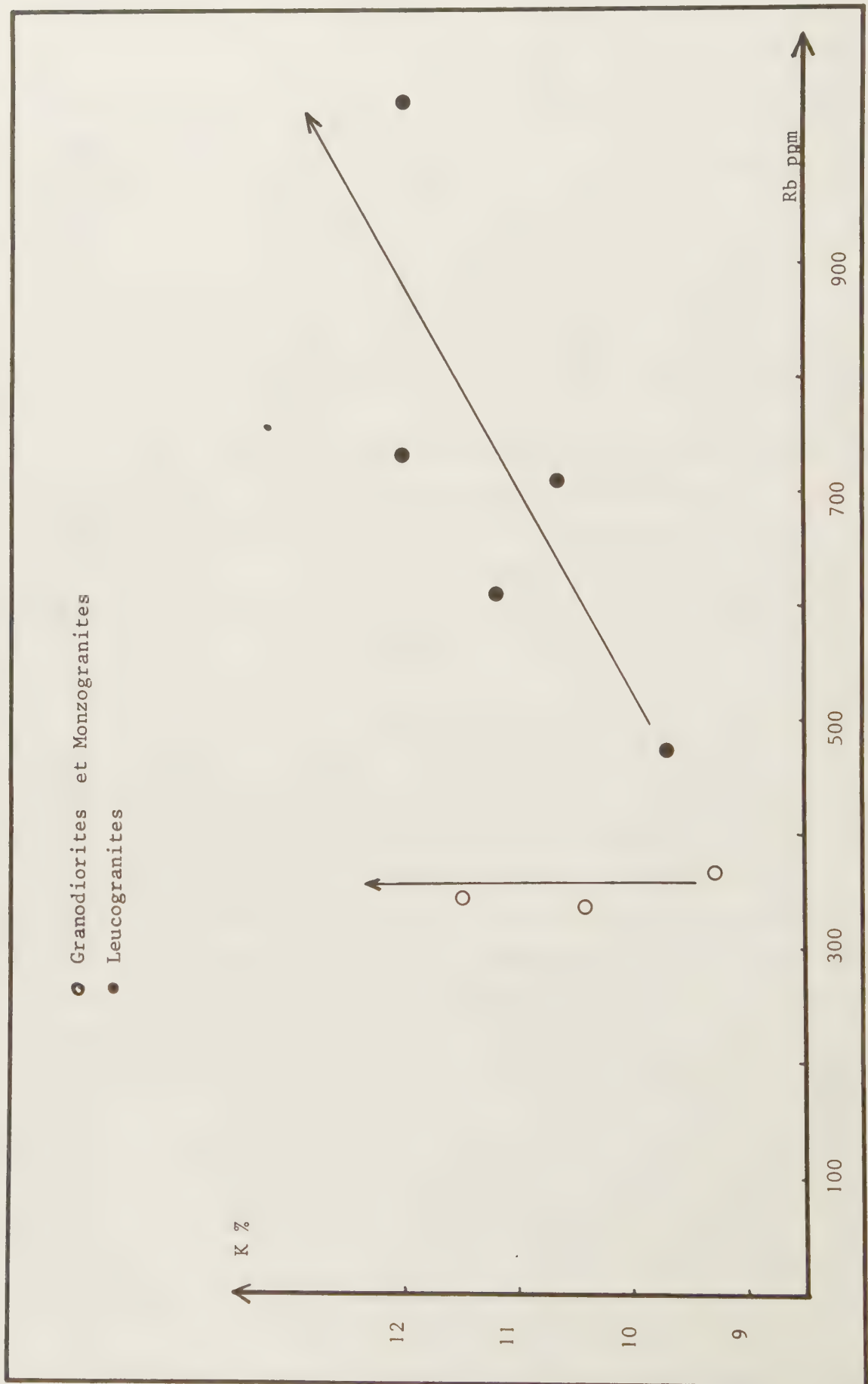
(C) CONCLUSIONS

Les travaux de Didier et Lameyre (1969) ont montré l'existence, à l'échelle du Massif Central, de deux groupes de granites : les granites monzonitiques et granodiorites d'une part; les leucogranites d'autre part.

Les résultats que nous venons d'exposer confirment ces observations et montrent l'individualité des deux groupes : la différenciation du magma granodioritique ou monzogranitique en magma leucogranitique ne peut expliquer les divergences de tendances observées.

Cette dualité des granitoïdes nous incite donc à envisager une dualité d'origine pour les magmas ; hypothèse que nous développons ci-dessous.

Figure 79 : Diagramme K, Rb pour les feldspaths potassiques de quelques granites.



CHAPITRE IV

ORIGINE DES LEUCOGRANITES DU LIMOUSIN ET MÉCANISME DE LEUR FORMATION

(A) ORIGINE CRUSTALE DU MAGMA LEUCOGRANITIQUE

Les diverses observations résumées ci-dessous montrent que le magma leucogranitique est d'origine crustale et en relation avec le métamorphisme majeur du Limousin.

1 - GISEMENT - PETROGRAPHIE - CHIMIE

- Certains leucogranites (Brême - S^t Mathieu) présentent un caractère para-autochtone avec l'encaissant ; d'autres (S^t Sylvestre, Cognac, Blond) sont allochtones avec développement d'un métamorphisme de contact relativement important.
- Tous sont situés dans les zones où le métamorphisme régional a été le plus intense.
- Certains se sont mis en place peu de temps après le paroxysme de ce métamorphisme (Brême - S^t Mathieu à silicates d'alumine - Chateauponsac) ou longtemps après (Blond - Cognac - S^t Mathieu s.s.).
- La présence de minéraux comme l'andalousite et la sillimanite montre que la paragenèse du magma est en accord avec celle du métamorphisme.
- Les feldspaths potassiques, en général fortement tricliniques, la structure de ces granites (rares phénocristaux, pas de syneusis), montrent que ces roches sont de "basse température".
- Dans le diagramme classique Q-Ab-Or, tous les leucogranites sont situés près des minimums pour des pressions d'eau moyennes.
- Chimiquement, tous sont relativement homogènes : pauvres en calcium et pauvres en strontium, ce sont des granites alcalins.
- Les enclaves sont rares et constituées principalement par des paragneiss encaissants et des enclaves surmicacées.
- Tous ces massifs ont été le siège d'importantes manifestations hydrothermales et pneumatolytiques, dans le granite lui-même ou sur les roches encaissantes, avec présence d'un cortège filonien. Ces phénomènes prouvent la richesse en eau et en fluides du magma.

Ces divers caractères montrent que les conditions de cristallisation du magma leucogranitique sont des températures " basses " et une pression moyenne soit en dessous de 700°C avec une pression d'eau d'au moins 3,5 kb (Lameyre 1966-1975) donc à environ 20 km de profondeur pour un gradient normal. Cette température est en accord avec celles déterminées par Carré (1973) lors de son étude sur le leucogranite de StMathieu par le thermomètre à deux feldspaths de Barth.

Vu les paragenèses de ces granites, leur caractère parautochtone ou quelquefois allochtone ; une relation semble donc exister avec leur encaissant avec lequel ils sont à peu près en équilibre. Une origine crustale est donc possible.

Dans cette hypothèse la fusion de roches homogènes, au cours du métamorphisme régional intradévonien est vraisemblable. Cette fusion de roches homogènes permet d'autre part de rendre compte de l'homogénéité de ces leucogranites dont la pauvreté en calcium et ferromagnésiens correspond à des granites dont la température de fusion est parmi les plus basses pour une pression d'eau donnée. Cette origine anatectique à faible profondeur est confirmée par le diagramme K-Na-Ca de Nockolds et Allen (1953) où l'on constate que Ca reste pratiquement constant alors que Na et K varient ; ce qui ne correspond pas à une évolution classique. Cette faible évolution indique que ces granites sont le résultat d'un même phénomène qui s'est développé dans les mêmes conditions.

2 - ARGUMENTS ISOTOPIQUES

Les rapports isotopiques initiaux du strontium sont compris entre 0,706 (Chateauponsac) et 0,717 (StMathieu). Ces valeurs montrent que le magma ne peut avoir une origine mantellique pure, la croûte a participé à l'élaboration du magma leucogranitique.

Le diagramme d'évolution isotopique nous a d'autre part montré que tous les leucogranites, sauf StMathieu relèvent certainement d'une source commune.

Les rapports isotopiques les plus faibles (0,706-0,710) peuvent être interprétés :

- comme le résultats d'un mélange entre un matériel mantellique avec un rapport initial faible, et un matériel crustal à rapport plus élevé,

- comme le résultat de la fusion partielle de roches crustales ayant un rapport Rb/Sr faible.

Les rapports plus élevés montrent une origine crustale, et la fusion pratiquement totale de ces roches est vraisemblable.

3 - DISCUSSION

Les arguments pétrographiques sont compatibles avec une origine anatectique du magma leucogranitique; les arguments isotopiques le sont également pour les rapports élevés ; une origine crustale est donc vraisemblable.

Pour les granites dont le rapport isotopique est faible ou moyen, on doit envisager, soit une participation mantellique suivie d'un mélange avec des roches crustales, soit la fusion de roches crustales appropriées.

a - Hypothèse de mélange

Dans le cas d'une participation mantellique, on rejoindrait l'hypothèse de A. Autran et al (1970) pour lesquels les leucogranites "inter-médiaires" à 2 micas des Pyrénées correspondent à des magmas calcoalcalins d'origine profonde modifiés par assimilation de matériaux alumineux et hydratation lors de leur mise en place dans des conditions mésozonales.

Or, dans le cas du Limousin, si les granites calco alcalins sont nombreux, certains sont spatialement associés à des leucogranites, mais d'autres n'y sont pas. De plus si les leucogranites dériveraient d'un magma calco-alcalin profond, les enclaves microgrenues basiques de celui-ci devraient se retrouver, du moins en partie, dans les leucogranites ; mais ces enclaves y sont inexistantes, contrairement à ce qui est observé dans les Pyrénées.

S'il y a eu mélange entre matériel mantellique et matériel crustal, on devrait également observer une corrélation entre les rapports initiaux $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de ces granites et la teneur en strontium; or on ne constate aucunement cette relation - à l'échelle des massifs, seul le granite de Chateauponsac montre cette relation que l'on observe dans un diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, $1/\text{Sr}$.

Dans ce cas on peut donc tester l'hypothèse de mélange. L'équation de la droite définie dans le diagramme de mélange $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, $1/\text{Sr}$ est $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{7,445}{\text{Sr}} + 0,675$ (voir cette partie, chapitre II) avec un coefficient de corrélation $r = 0,992$, (fig.46 p. 111).

En admettant pour le matériel mantellique une valeur du rapport initial du Sr de 0,704, et pour le contaminant une valeur de 0,720 ; le report de ces valeurs dans l'équation ci-dessus donne pour le matériel mantellique une teneur en Sr de 260 ppm et pour le contaminant une teneur de 165 ppm.

Si ces valeurs sont compatibles avec, d'une part celle d'un composant calco-alcalin et d'autre part avec la valeur moyenne des paragneiss, il est difficile de concevoir un mélange dont la teneur en Sr est de 60 ppm dans le granite de Chateauponsac.

Le modèle de mélange entre un matériel mantellique et un matériel crustal ne s'applique donc pas dans ce cas et a fortiori pour les autres leucogranites. L'origine du magma leucogranitique doit donc être recherchée à partir de la fusion de roches crustales.

(B) MODELE DE FUSION PARTIELLE

Les divers arguments développés ci-dessus montrent que l'anatexie de roches crustales est l'hypothèse la plus plausible.

Lors de la fusion partielle, le rapport K/Rb doit diminuer alors que le rapport Rb/Sr doit augmenter (Heier et Adams 1963, Taylor, 1965 ...) dans le liquide formé.

On observe effectivement ce phénomène entre les orthogneiss ou les paragneiss et les leucogranites du Limousin.

La fusion partielle semble donc avoir joué un rôle important lors de la formation du magma leucogranitique. Nous avons donc testé ce modèle en utilisant Rb et Sr comme traceurs géochimiques, soit en utilisant les coefficients de partage, soit en n'utilisant pas ceux-ci

1 - MODELE DE FUSION PARTIELLE EN UTILISANT LES COEFFICIENTS DE PARTAGE.

Nous avons vu, (chapitre II) que deux mécanismes principaux peuvent être envisagés (équilibre entre le liquide formé et le résidu solide, ou extraction du liquide suivie d'une homogénéisation globale); tous les deux seront testés.

a) Choix des coefficients de partage minéral/magma

Les coefficients utilisés - tableau ci-joint - pour les coefficients de partage minéral/magma acide, sont extraits des travaux de divers auteurs.

	Rb	Sr
FK	0,34 (Arth 1976)	4 (Arth 1976)
Pl	0,041 (Arth 1976)	7 (Banno et al. 1973)
Biotite	1,30 (Dupuy 1970)	0,40 (Philpoths et al. 1970).

b - Choix de la roche mère

Vu les relations spatiales entre les leucogranites et leur encaissant, et la liaison étroite qui semble exister avec le métamorphisme, nous allons envisager la fusion de ces roches encaissantes.

Les compositions modales de ces roches ont été calculées à partir des analyses chimiques moyennes (fig.70, chapitre III) selon la technique de de la Roche (1964) exposée en détail par C.Gagny (1969). Les résultats, ainsi que les teneurs de ces roches en Rb et Sr sont donnés ci-dessous :

	Q%	FK%	P1%	B%	Rb ppm	Sr ppm
Gneiss paradérivés	35	10	32	23	150	190
Orthogneiss isogranulaires	37	23	30	10	250	88
Orthogneiss oeillés	37	23	30	10	175	100
Leptynites	38	21	36	5	150	75

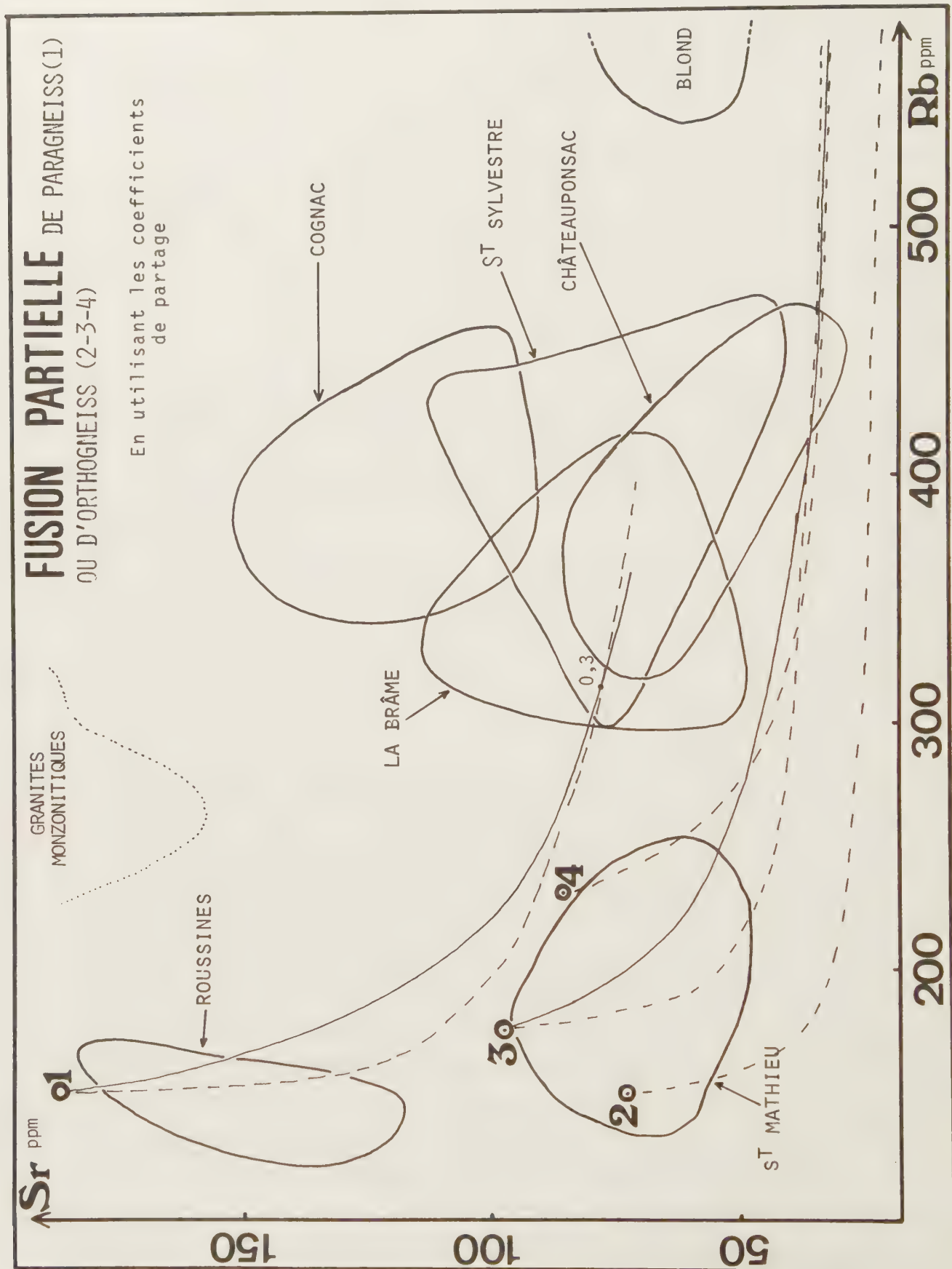
c - Résultats

La figure 80 montre que la fusion partielle des gneiss paradérivés - de l'ordre de 20 à 30% - selon le mécanisme envisagé est une source possible pour le magma leucogranite des granites de S^tSylvestre, Chateauponsac et la Brême. Les granites de Blond et Cognac, qui sont cependant issus de la même source (voir fig.78), ne s'intègrent pas à cet ensemble. Le granite de Roussines résulterait d'une fusion presque totale. Quant au granite de S^tMathieu, nous avons vu dans le diagramme d'évolution isotopique (fig.78) qu'une relation génétique devait exister avec les roches orthodérivées s.l. Le modèle de fusion partielle confirme ce point de vue : ce massif résulte de la fusion pratiquement totale d'un matériel orthodérivé vraisemblablement de type leptynites. Cette hypothèse envisagée par Ravier et Chenevoy (1966) pour les granites à muscovite du Pilat, s'applique donc parfaitement ici.

2 - MODELE DE FUSION PARTIELLE SANS UTILISER LES COEFFICIENTS DE PARTAGE.

Nous avons vu (chapitre II) que dans le modèle de fusion partielle eutectique, l'inverse des concentrations de deux éléments détermine une droite.

Figure 80 : Modèle de fusion partielle de paragneiss (1) et d'orthogneiss ((2 - 3 - 4).



LEGENDE DE LA FIGURE 80

 Séparation du liquide et homogénéisation de l'ensemble.

 Liquide en équilibre avec le résidu solide.

 Gneiss paradérivés.

 Orthogneiss fins du Thaurion.

 Orthogneiss oeillés du Thaurion.

 Orthogneiss isogranulaires du Thaurion.

Sont délimités les champs des différents massifs de leucogranites et par comparaison celui des monzogranites.

Les coefficients de partage, les compositions modales, et les teneurs en Rb et Sr utilisés sont donnés dans les tableaux des pages 190 et 191.

Les résultats reportés dans le diagramme $1/Rb$, $1/Sr$ (fig.81) montrent que les leucogranites ne répondent pas parfaitement à cette loi. Si la tendance à l'alignement existe pour les granites de Chateauponsac et de S^tSylvestre, les autres massifs, par contre, donnent des points dispersés.

Il faut également remarquer que le granite de S^tMathieu s'inscrit dans le domaine des roches orthodérivées.

A la fusion partielle s'est donc superposé un autre phénomène dans l'évolution du magma leucogranitique.

Comme le montre le diagramme Log-Log Rb/Sr , Sr (fig.82), les granites de S^tSylvestre, la Brême, Cognac et Chateauponsac déterminent des droites : la cristallisation fractionnée a joué un rôle dans la différenciation des magmas leucogranitiques. Le granite de S^tMathieu, dont la corrélation linéaire n'est pas très bonne, s'inscrit dans le domaine des orthogneiss.

3 - DISCUSSION DES RESULTATS

Les compositions chimiques globales, les teneurs en Rb et Sr et les compositions isotopiques montrent que le modèle de formation du magma leucogranitique de S^tMathieu par fusion pratiquement totale des ortholeptynites est correct.

Par contre ce modèle de fusion partielle de matériel paradérivé comme source du magma leucogranitique des autres massifs pose quelques problèmes quand on examine les valeurs des rapports isotopiques initiaux du strontium.

Il semble en effet y avoir contradiction entre la valeur moyenne Rb/Sr (de l'ordre de 1) de ces roches paradérivées et les valeurs du rapport initial du Sr des granites. De plus les anatexites à cordiérite formées à partir de ce matériel donnent un rapport $87Sr/86Sr$ de 0,712. On peut penser que :

- les matériaux de départ, non métamorphiques possédaient des rapports Rb/Sr plus faibles que ceux observés.

- les nombreux niveaux amphiboliques à bas rapport isotopique (Piboule et Duthou 1976) ont influencé la valeur du rapport initial.

- la fusion partielle s'est exercée sur des roches de faciès granulite connues ailleurs dans le Massif Central.

Figure 81 : Diagramme 1/Rb, 1/Sr pour les leucogranites et les orthogneiss.

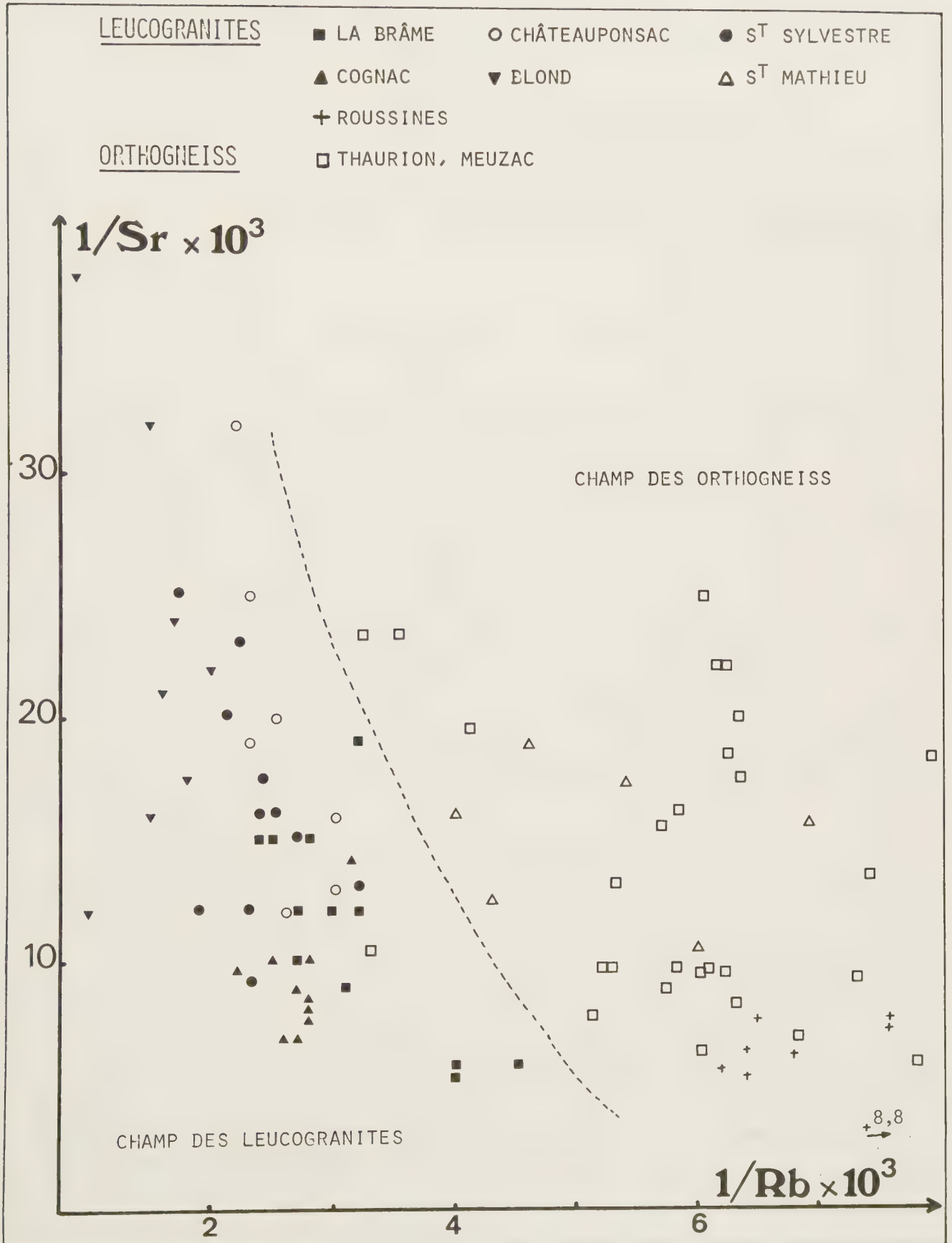
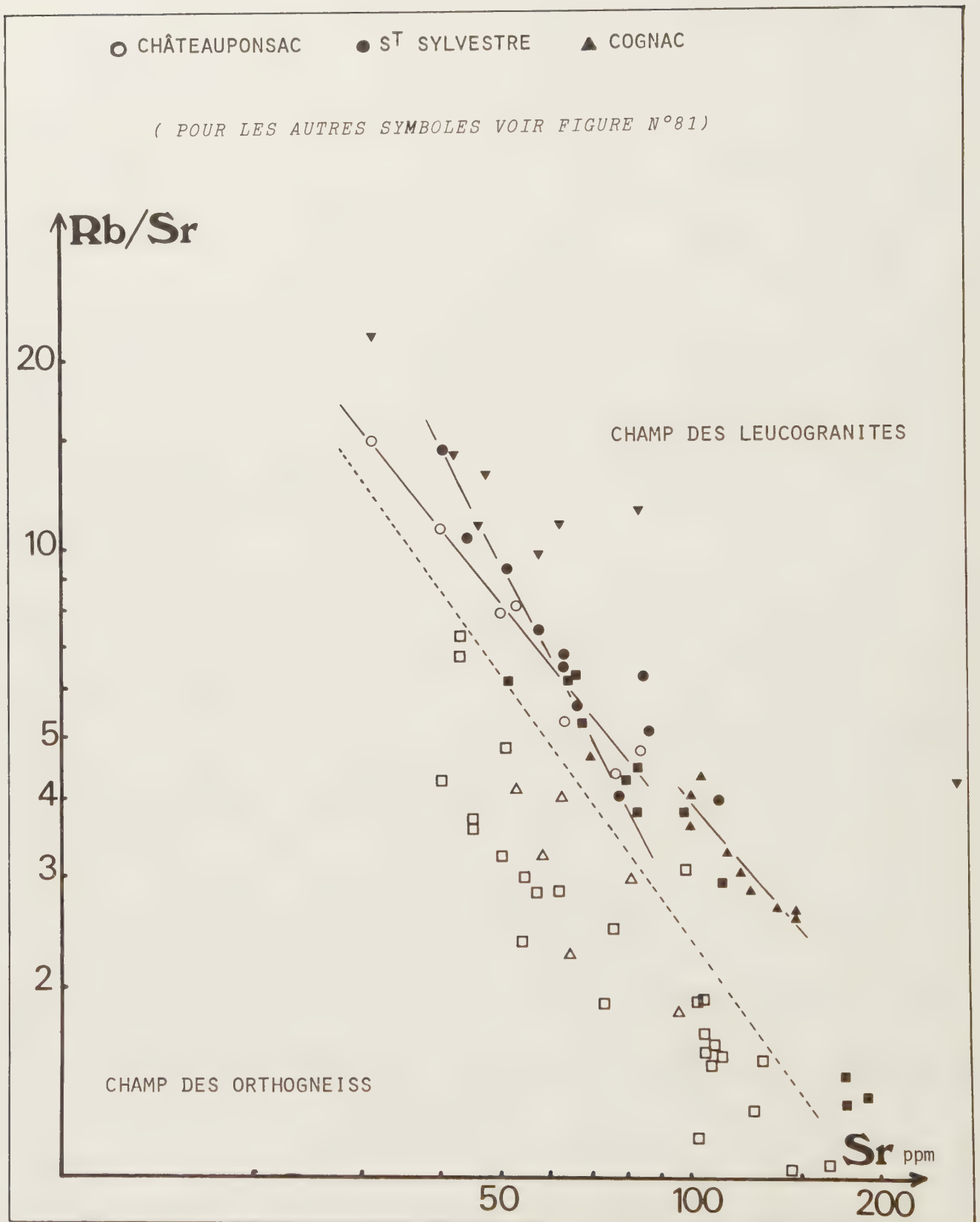


Figure 82 : Diagramme Rb/Sr, Sr pour les leucogranites et les orthogneiss (mêmes symboles que sur la figure 81).



La première hypothèse me semble la plus vraisemblable. En effet, en Bas Limousin, des formations paradérivées équivalentes à celles du Haut Limousin ou peu métamorphiques fournissent des rapports isotopiques initiaux du strontium de 0,706 - 0,708 (Bernard Griffiths, 1975). La fusion partielle de telles roches peut donc donner des magmas leucogranitiques ayant des rapports initiaux de 0,708-0,710 comme les granites de S^tSylvestre, Blond et Cognac. Quant au granite de Chateauponsac dont le rapport isotopique initial est de 0,7053_{+0,001} il peut provenir de la fusion de roches de la base de la croûte.

(C) CONCLUSIONS

L'utilisation du Rb et du Sr comme traceurs pétrogénétiques, et la valeur du rapport isotopique du strontium permettent de proposer que

- le magma leucogranitique s'est formé pour la majorité des massifs par fusion partielle de matériel paradérivé de type grauwacke ; alors que le massif de S^tMathieu provient de la fusion presque complète de matériel orthodérivé type leptynite.
- le magma ainsi formé a évolué par cristallisation fractionnée.

Ce modèle de fusion partielle accompagné de cristallisation fractionnée peut en particulier expliquer la faible valeur des rapports K/Rb. Ces phénomènes ont été amplifiés dans le granite de Blond grâce à une greisénisation due à sa richesse en fluides. Celle-ci a favorisé son enrichissement en Rb vis à vis du K et explique la tendance "anti Shaw" observée dans le diagramme K,Rb.

Cette origine crustale est compatible avec les valeurs des rapports initiaux du strontium ; sauf pour le granite de Chateauponsac dont la source est peut être plus profonde et basicrustale.

Si ces modèles sont exacts, ils peuvent peut-être expliquer l'anomalie du leucogranite de S^tMathieu par rapport aux autres leucogranites du Limousin sur le plan de la minéralisation en uranium.

On constate en effet que tous les leucogranites, sauf celui de S^tMathieu ont un fond géochimique riche en uranium ; ces granites fertiles présentent de nombreux indices dont certains sont exploités dans les célèbres gisements du Limousin.

Nous avons vu que le granite de S^tMathieu se différencie par sa genèse des autres leucogranites, il semble donc y avoir une relation entre le mode de formation des magmas leucogranitiques et leur teneur en uranium.

Quelle que soit la genèse envisagée pour les concentrations en uranium dans les granites fertiles, ceux-ci se sont formés à partir de roches où cet uranium devait déjà être préconcentré : roches sédimentaires ou paramétamorphites. La fusion de celles-ci a donc donné un magma leucogranitique dont le fond géochimique est riche en uranium.

Par contre le leucogranite de StMathieu issu par paléogénèse de roches orthodérivées dépourvues d'uranium est lui même stérile.

Cette hypothèse de travail demande évidemment des travaux complémentaires pour tester sa véracité.

CHAPITRE V

ORIGINE DES GRANODIORITES ET MONZOGANITES .

MECANISMES DE LEUR FORMATION

(A) ORIGINE HYBRIDE DU MAGMA

1) GISEMENT - PETROGRAPHIE - CHIMIE

- Tous ces granites développent un métamorphisme de contact net avec l'encaissant.

- En général aucun cortège filonien pegmatitique, hydrothermal ou pneumatolytique ne les accompagne.

- Souvent ces granites présentent des bordures microgrenues (Piegut-Esse - Chirac ...) alors que le coeur du massif est à tendance porphyroïde.

- Tous ces granites sont accompagnés spatialement par des diorites quartziques.

- Ces granites sont caractérisés par la présence d'une importante quantité de biotite et pour les granodiorites typiques (Availles - Chirac - Confolens - Esse) situées à l'Ouest, d'amphibole.

Les syneusis (Vance 1969) sont nombreuses

- Chimiquement ce sont tous des granites calco-alcalins ; mais on peut cependant distinguer au niveau des éléments majeurs un groupe de granodiorites et un groupe de monzogranite - Cette distinction est de plus particulièrement nette pour les teneurs en Rb, Sr et Ba.

- Les enclaves surmicacées sont communes.

Les enclaves microgrenues sombres (microdiorites quartziques en général, vaugnériles ...) très nombreuses dans les granodiorites, sont plus rares dans les monzogranites (Aureil-Auriat-Cieux).

- Certains massifs semblent sans relation avec le métamorphisme (tous les granites de l'Ouest) alors que d'autres se sont mis en place dans des zones où le métamorphisme a été intense (Auriel-Auriat-Cieux Vaulry).

Ces caractères montrent que ces granites ont certainement une origine plus profonde et de plus haute température que les leucogranites, et qu'une anextie humide est peu vraisemblable. Pour les monzogranites une relation avec le métamorphisme, lors de leur mise en place, est possible, alors que les granodiorites sont indépendantes de celui-ci.

2) ARGUMENTS CHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES

- Sur le plan chronologique on constate que les granites monzonitiques se sont mis en place au Tournaisien vers 340 M.A. peu de temps après le métamorphisme alors que les granodiorites qui sont concentrées dans l'Ouest du Limousin sont plus récentes (Namuro-westphalien).

- Les rapports initiaux du strontium sont également différents : 0,706 - 0,707 pour les granodiorites, et 0,710-0,711 pour les monzogranites.

Ces granites ne peuvent provenir directement du manteau; une origine crustale à partir d'un matériel approprié est possible.

3) CONCLUSIONS

Les caractères pétrographiques montrent qu'une origine profonde de ces granites est possible, alors que les arguments isotopiques sont compatibles avec une origine crustale.

L'existence d'enclaves microgrenues sombres basiques montre qu'un magma basicrustal ou mantellique est intervenu dans la genèse, et celui-ci a pu donner le magma granodioritique par différenciation. Les rapports isotopiques montrent qu'une participation crustale a eu lieu, d'autre part. Cette contradiction n'est cependant qu'apparente ; un modèle faisant appel à ces deux processus peut être envisagé : le mélange entre un magma basique et un matériel crustal peut résoudre cette contradiction. Dans cette hypothèse les magmas des granodiorites et des monzogranites seraient hybrides.

Comme les granodiorites et les granites monzonitiques se distinguent par certains caractères (âge de mise en place, valeur des rapports initiaux du Sr, relations avec le métamorphisme) nous envisagerons successivement les deux ensembles.

(B) CAS DE GRANODIORITES DE L'OUEST LIMOUSIN

Riches en enclaves basiques et sans relation avec le métamorphisme, ces granodiorites peuvent résulter de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma basique d'origine profonde. La valeur de 0,706-0,707 du rapport isotopique initial du strontium peut s'expliquer par un mélange avec des roches crustales. Nous examinerons successivement ces deux hypothèses.

1) MODELE DE CRISTALLISATION FRACTIONNEE

Les nombreuses amphibolites de la série limousine montrent l'existence d'un magmatisme basique important. Un modèle de formation du magma granodioritique par cristallisation fractionnée est donc envisageable.

Les coefficients de partage minéral/magma basique en utilisant Rb et Sr comme traceurs sont les suivants :

	Rb	Sr
Olivine	0,0098 (Arth 1976)	0,014 (Arth 1976)
Cpx	0,020*	0,12**
Ppx	0,022 (Arth)	0,017 (Arth)
Pl	0,07 (Arth)	2,00***

* Pour le Rb, les valeurs données par Arth (1976) vont de 0,015 à 0,031 ; celles de Hart et Brooks (1974) sont de 0,0025 pour le Cpx pur et de 0,025 à 0,06 pour le Cpx impur ; enfin Shimizu (1974) a obtenu une valeur de 0,0018.

Comme le soulignent Hart et Brooks dans leur conclusion (page 1804) il est préférable d'utiliser dans les calculs du modèle de cristallisation fractionnées les valeurs obtenues à partir de fractions impures. Nous avons donc pris la valeur moyenne de 0,020.

Pour le Sr nous avons suivi le même raisonnement (les valeurs données sont 0,12 par Arth ; 0,070 par Shimizu ; 0,08 pour le Cpx pur et 0,09 à 0,12 pour le Cpx impur par Hart et Brooks).

*** La valeur moyenne donnée par Arth est de 1,83 ; et celle trouvée par Hart et Brooks est de 2,04.

Le matériel de départ est un basalte alcalin moyen dont les teneurs sont Rb = 20 ppm et Sr = 400 ppm.

On suppose la cristallisation de 20% d'olivine, 40% de Cpx et 40% de Pl.

Dans ces conditions la teneur des éléments dans le liquide différencié est alors $C^L = C_o F^{(D-1)}$, (voir cette partie Chap.II).

La figure 83 montre que la production des granodiorites typiques (Chirac, Availles) est possible à partir d'un tel magma basique par cristallisation fractionnée.

A partir de ce magma déjà différencié (Rb = 120 ppm, Sr = 500 ppm) la cristallisation de 40% de quartz, 20% de FK, 30% de Pl et 10% de biotite, (en utilisant les coefficients de partage minéral/magma acide défini au Chapitre IV précédent) peut donner des granodiorites plus évoluées type Piegut.

Un modèle de cristallisation fractionnée peut donc par évolution successive produire les granites observés.

On observe dans le diagramme log log Rb/Sr, Sr une bonne corrélation linéaire pour le granite de Piegut alors que pour les autres granodiorites (Chirac-Availles) celle-ci est moins nette (fig.84).

Comme nous l'avons vu, la valeur du rapport initial du strontium (0,706 - 0,707) est cependant trop élevée pour résulter d'un phénomène de cristallisation fractionnée à partir d'un magma basique; nous allons donc envisager un modèle de mélange pour ces magmas.

2) MODELE DE MELANGE

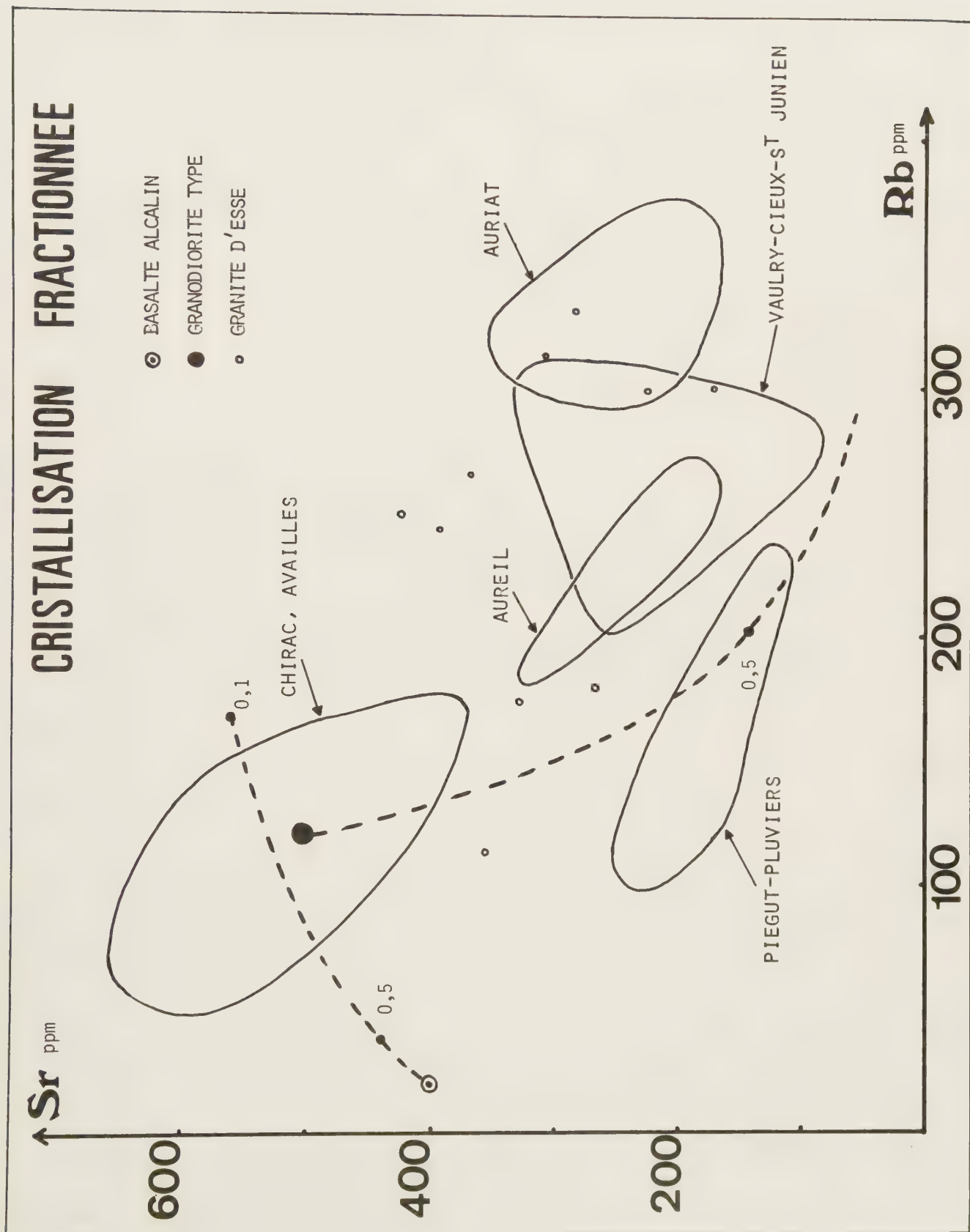
Lors de l'étude géochronologique du granite de Piegut, une tendance à l'alignement dans le diagramme $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, $1/\text{Sr}$ montre qu'un phénomène de mélange a pu exister.

Dans cette hypothèse l'équation de la droite obtenue dans ce diagramme est :

$$87\text{Sr}/86\text{Sr} = \frac{4,94}{\text{Sr}} + 0,692$$

En admettant pour le matériel mantellique et le contaminant des rapports isotopiques du strontium de 0,704 et 0,720 - 0,730, on obtient des teneurs en strontium de 411 et 175 - 130 ppm.

Figure 83 : Diagramme de cristallisation fractionnée pour les granodiorites et les monzogranites.



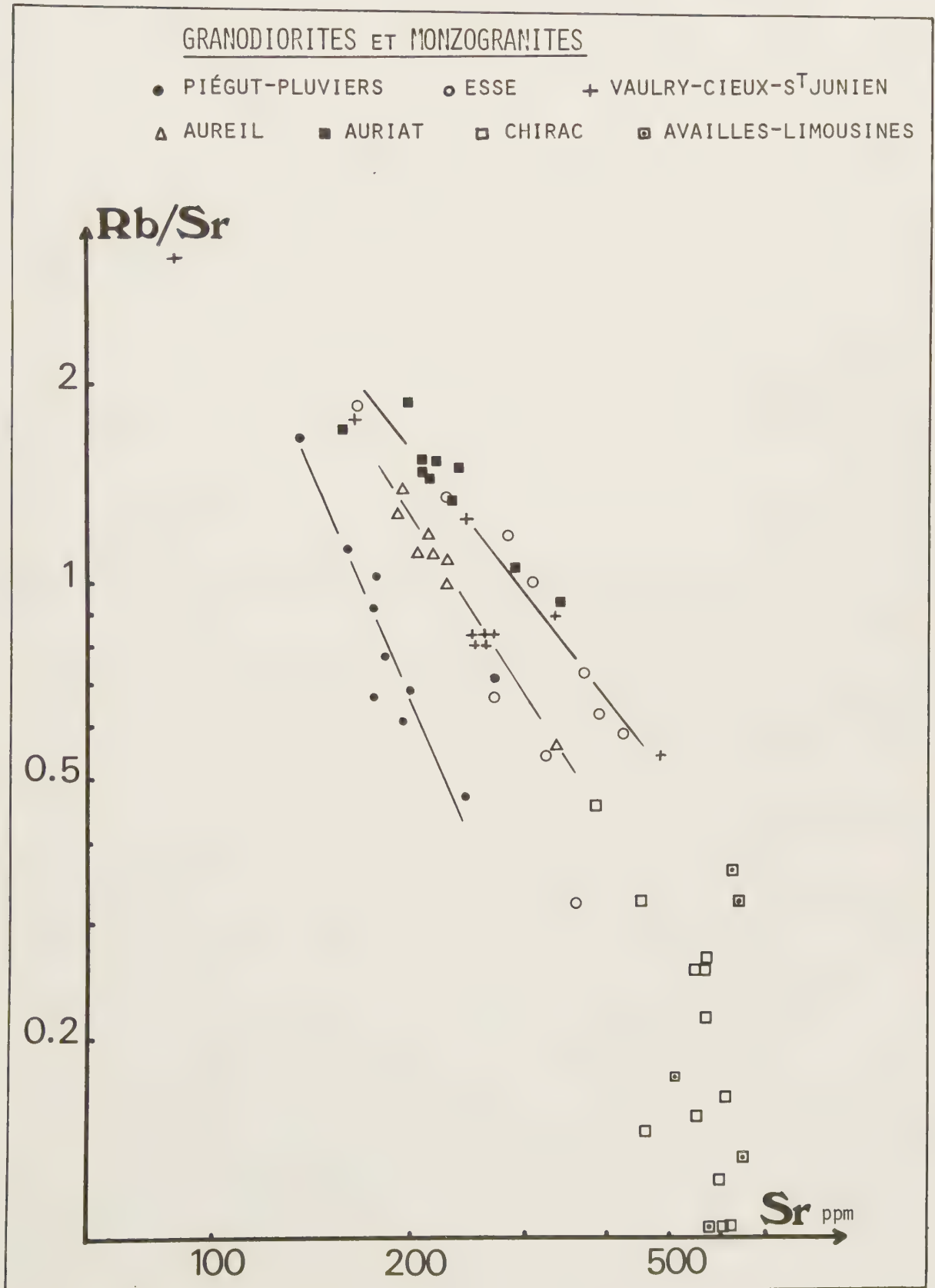
LEGENDE DE LA FIGURE 83

- Basalte alcalin
- Granodiorite type

Sont délimités les champs des différents massifs de granodiorites et de monzogranites.

Les coefficients de partage, les compositions modales des liquides différenciés, les teneurs en Rb et Sr des matériaux de départ sont donnés dans le texte et le tableau de la page 201.

Figure 84 : Diagramme Rb/Sr, Sr pour les granodiorites et granites monzonitiques.



Ces valeurs sont compatibles avec celles d'un matériel basique profond et des gneiss et micaschistes paradérivés.

Si f est la fraction en poids du matériel basique dans le mélange, on a :

$$\text{Sr}_{\text{granodiorite}} = \text{Sr}_{\text{roche basique}} (f) + \text{Sr}_{\text{contaminant}} (1-f)$$

En reportant les teneurs de strontium calculées on obtient $f = 7$ à 20% .

A partir de ces valeurs le rapport isotopique moyen du granite de Piegut

$$\text{est : } ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \frac{\text{Sr}_{\text{roche basique}} (f)}{\text{Sr}_{\text{granodiorite}}} \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{roche basique}} + \frac{\text{Sr}_{\text{contam.}} (1-f)}{\text{Sr}_{\text{granodiorite}}} \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{\text{contam.}} \right) \right)$$

soit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7170$ à $0,7175$ selon le % de roche basique.

Ce rapport moyen actuel concorde parfaitement avec celui calculé à partir du rapport moyen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et l'isochrone du granite de Piegut : le rapport moyen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 2,4 correspond à une valeur actuelle $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,717.

3) CONCLUSIONS

Le modèle de mélange entre un matériel basique profond et le sial s'applique donc parfaitement dans ce cas.

Le magma granodioritique est donc un hybride qui résulte du mélange entre un magma basique profond dont les enclaves microgrenues sombres (microdiorites quartziques) sont les témoins, et un magma crustal.

Plusieurs schémas (Didier 1973) peuvent être envisagés pour expliquer cette association :

- les formations basiques précoces ont été disloquées et fragmentées par un magma acide plus tardif,
- le magma basique en se mettant en place produit une fusion sialique. Le magma ainsi créé a fragmenté et enclavé les formations basiques,
- les magmas basiques et acides sont contemporains ; et le magma basique a été fragmenté et incorporé par le magma acide.

L'hypothèse de mélange proposée semble s'accorder avec le deuxième mécanisme. En effet nous avons vu que les diorites quartziques qui affleurent en Limousin et sont spatialement associées aux granodiorites, se sont mises en place avant ces granodiorites. On peut donc envisager qu'elles représentent les premières venues basiques, puis il y a eu, sous l'influence de ce magma surchauffé, fusion de roches crustales.

Le magma ainsi formé a par la suite assimilé et disloqué le magma basique.

Le magma hybride résultant a donné naissance aux granodiorites.

La nature des enclaves montre que le magma basique initial est déjà évolué (microdiorites quartziques) et peut représenter un magma mantellique contaminé ou bien un magma basicrustal.

En conclusion, le magma granodioritique qui s'est formé indépendamment du métamorphisme est un magma hybride qui résulte du mélange entre un magma basique basicrustal ou mantellique et un magma sialique formé par fusion partielle lors de l'intrusion du magma basique.

(C) CAS DES MONZOGRANITES

Ces monzogranites se distinguent des granodiorites par plusieurs caractères (chimisme, relation avec le métamorphisme, âge de mise en place, valeur des rapports initiaux du strontium).

Ces granites se sont en effet mis en place vers 340 M.A., peu de temps après le métamorphisme, et dans les zones où le métamorphisme limousin intradévonien a été le plus intense (granites d'Aureil - Auriat - Vaulry Cieux). Cependant la présence d'enclaves basiques - bien que moins nombreuses - les rapproche des granodiorites. Il faut rappeler que dans le granite de Vaulry Cieux un faciès particulier de couleur rose - (voir 2ème partie, chapitre IV) ne s'inscrit pas sur l'isochrone de ce granite, mais sur celle du granite d'Esse situé à 15 km à l'Ouest. Ce faciès contient de très nombreuses enclaves basiques bien visibles (affleurement de l'étang de Fromental).

Une genèse du même type que celle envisagée pour les granodiorites est donc la plus vraisemblable : le magma monzonitique est un hybride.

Cependant, vu les relations qui semblent exister avec le métamorphisme, nous pensons que le magma basique qui se mettait en place, s'est trouvé stoppé par un magma acide formé par fusion des roches sialiques lors de ce métamorphisme. Ce magma basique s'est fragmenté et a formé les enclaves microgrenues.

Les rapports isotopiques initiaux du strontium (0,710-0,711) sont en accord avec cette hypothèse de mélange.

Ces granites ont également évolué par différenciation magmatique, la présence de zones leucogranitiques dans le massif d'Aureil en témoigne ; le diagramme Rb/Sr-Sr (fig.84) montre en effet de bonnes corrélations pour ces granites monzonitiques.

(D) CONCLUSIONS

Parmi les schémas proposés, le modèle de mélange entre un magma basique d'origine mantellique et un magma crustal comme source des granodiorites et des monzogranites semble le plus réaliste.

Celui-ci est en effet en accord avec les résultats pétrographiques, chimiques et isotopiques obtenus sur ces granites.

Pour les granodiorites, le magma basique aurait induit, lors de sa mise en place, la fusion des roches crustales, alors que pour les monzogranites, le magma basique s'est trouvé en présence d'un magma crustal formé par anatexie pendant le métamorphisme général.

Ces magmas ont ensuite évolué par cristallisation fractionnée avec formation, principalement pour les granites monzonitiques, de faciès leucogranitiques.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS A L'ETUDE GEOCHIMIQUE

Bien que certains diagrammes (K/Rb, Rb ; Rb, Sr, Ba) laissent supposer une relation génétique entre les leucogranites et les autres granites ; la majorité d'entre eux montrent que les granitoïdes du Limousin se répartissent en deux groupes distincts, conformément aux observations de Didier et Lameyre (1969) sur les granites du Massif Central français :

- un ensemble de leucogranites
- un ensemble de monzogranites et de granodiorites.

Cette dualité bien marquée sur les plans chimiques et pétrographiques se retrouve sur le plan isotopique. Le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, f(T) montre en effet l'existence d'une droite d'évolution isotopique pour tous les leucogranites, sauf pour celui de StMathieu; alors que les granodiorites d'une part et les monzogranites d'autre part forment des groupements distincts.

- Les caractères pétrographiques, la nature des enclaves, les relations avec l'encaissant qui montrent cette dualité, permettent d'envisager que les magmas qui ont donné naissance à ces granites se sont formés à des niveaux différents. Cependant les valeurs des rapports isotopiques initiaux du strontium obtenus à partir d'isochrones de roches totales, et compris entre 0,706 et 0,717 montrent que la croûte est intervenue dans la genèse de ces magmas.

- Ces diverses observations permettent donc d'envisager l'existence de deux magmas indépendants, l'un a donné naissance aux leucogranites, l'autre aux granodiorites et granites monzonitiques.

- L'utilisation du Rb et du Sr comme traceurs lors des processus pétrogénétiques permet de conclure que

- . pour les leucogranites, le modèle de fusion partielle de roches crustales paradérivées lors du métamorphisme majeur intradévonien permet d'expliquer le magma leucogranitique des massifs de StSylvestre, Chateauponsac, la Brême, Blond et Cognac. Pour le granite de StMathieu la fusion pratiquement totale de roches orthodérivées, type leptynite, est démontrée.

Ces magmas ont ensuite évolué par cristallisation fractionnée. Cette dualité d'origine des magmas leucogranitiques permettra peut-être d'expliquer le comportement différent des leucogranites sur le plan métallogénique, principalement vis-à-vis de l'uranium.

. Pour les granodiorites qui semblent sans relation avec le métamorphisme, la différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma basique mantellique ou basi-crustal est un mécanisme possible qui peut donner naissance aux granodiorites typiques (Availles, Chirac). Cependant le modèle faisant appel à un magma hybride est préférable, en particulier pour le granite de Piegut où ce modèle est démontré. Nous pensons qu'un magma basique en se mettant en place, a provoqué la fusion de roches crustales acides. Ce magma basique a ensuite été bloqué dans son ascension par ce magma acide où il a été disloqué et en partie assimilé. Ce magma hybride résultant a donné naissance aux granodiorites.

. Pour les monzogranites qui semblent en relation avec le métamorphisme, (Aureil - Auriat - Vaulry Cieux) le magma est aussi un hybride. Cependant, nous pensons que le magma basique a été stoppé dans son ascension par un magma acide crustal qui existait et s'était formé lors du métamorphisme intradévonien.

CONCLUSIONS GENERALES

Deux objectifs principaux avaient été fixés en introduction à ce travail

- . établir une meilleure connaissance chronologique des évènements géologiques en Haut Limousin grâce à une étude radiométrique systématique Rb-Sr des différentes formations,
- . montrer que les problèmes de l'origine et des mécanismes de formation des magmas granitiques peuvent être en partie résolus par une étude géochimique des granitoïdes.

Les principaux résultats résumés ci-dessous permettront de juger si ces deux buts ont été atteints, ou pour le moins partiellement.

(A) APPORT DE LA GEOCHRONOLOGIE A LA CONNAISSANCE GEOLOGIQUE DU HAUT LIMOUSIN

Je rappellerai tout d'abord que les formations paradérivées, soumises à un métamorphisme mésozonal n'ont pas livré d'isochrones de roches totales.

Pour les roches orthodérivées, soumises à un métamorphisme de même type, l'âge obtenu par isochrone de roches totales est interprété, comme celui de la mise en place.

Quand le métamorphisme est plus intense et que l'on atteint l'anatexie, les âges obtenus par isochrone de roches totales datent ce phénomène.

RAPPELS DES RESULTATS

- Les évènements les plus anciens mis en évidence correspondent à la mise en place de granites au Cambro ordovicien (500 ± 20 M.A.).

- La sédimentation de l'ensemble pélitique où ces granites semblent intrusifs, estimée grâce à un diagramme d'évolution isotopique, ne peut être plus ancienne que le Briovérien supérieur (≈ 600 M.A.). Ces formations ne peuvent donc être rattachées au "Noyau Arverne" tel qu'il est défini, c'est-à-dire un ensemble dont le dépôt est Briovérien inférieur et la structuration métamorphique Briovérien moyen.

- Une seconde mise en place de granites se produit à la fin de l'Ordovicien (440 ± 10 M.A.).

Le métamorphisme général qui a débuté vers 400 M.A. environ au Dévonien inférieur, avec la phase de déformation P_1 , atteint l'anatexie synchrone de P_2 vers 360-380 M.A. ou Dévonien moyen, et se termine vers 350 M.A. (âges sur hornblendes et muscovites) au Dévonien supérieur.

- Les premiers granites post-métamorphes se mettent en place au Tournaisien (340 M.A.), puis au Namuro-westphalien (315-290 M.A.).

Ces granites développent une auréole thermique (environ 3-4 kms) qui rajeunit les biotites de l'encaissant, aussi bien dans les roches orthodérivées que dans les roches paradérivées.

HISTOIRE GEOLOGIQUE DU HAUT LIMOUSIN

Cette histoire peut donc être envisagée comme suit :

- La sédimentation des pélites débute au cours du Briovérien supérieur et les premiers granites s'y mettent en place à la fin du Cambrien supérieur - Le métamorphisme ancien - s'il existe - que nous n'avons pas mis en évidence, serait calé entre ces deux limites, et non Briovérien moyen ; si la sédimentation de ces pélites est plus récente, les métagranites pourraient alors représenter un socle.

- Le démantèlement de ces granites (arkoses) puis la sédimentation gréso-pélitique, accompagnée d'un volcanisme et de tufs associés acides et basiques commencent alors. La partie haute est plus pélitique dans le nord ouest de la région. Cette sédimentation débute donc à l'Ordovicien.

- La deuxième génération de granites se met en place dans cet ensemble au siluro ordovicien et les premiers mouvements se produisent sur l'emplacement de la future dislocation d'Argentat.

- La structuration tectono-métamorphique commence au Siluro dévonien avec la première phase de plissements P_1 , et se poursuit lors de la phase P_2 avec apparitions locales de zones anatectiques au Dévonien inférieur à moyen.

Les premiers granitoïdes (la Brême, diorites quartziques) se mettent en place lors de cette phase P_2 .

La surrection de ce bâti commence, et à la fin du Dévonien les âges des minéraux indiquent que la température de ce bâti était de l'ordre de 400°C. Postérieurement à ce métamorphisme général la première génération de granites calco-alcalins ou alcalins se met en place au Tournaisien (granites de Chateauponsac, Aureil, Vaulry Cieux, Auriat ?, Oradour St Genest ?, et par extension Guéret ?).

Une deuxième génération syn phases P_3 - P_4 à post P_4 , de granites calco alcalins ou alcalins se met en place au Namuro-westphalien (S^t Sylvestre, Piegut, Blond, Cognac, S^t Mathieu, Esse, Chirac ?). Ces granites développent une auréole thermique lors de leur mise en place et rajeunissent partiellement les âges des biotites des roches encaissantes. Ces âges "rajeunis" ne correspondent donc pas à l'influence d'un métamorphisme général hercynien comme on l'a envisagé.

Les grandes structures en arc (Thaurion, Dronne, S^t Yrieix) résultent de l'interférence des phases P_3 P_4 avec les phases 1 et 2. Les grands cisaillements N.S. qui tronçonnent le Limousin (faille d'Argentat qui fait chevaucher le Limousin sur le Millevaches; et faille de Nantiat) datent de cette époque namurienne.

Les failles NW-SE (Oradour-sur-Glane) et NE-SW (Nexon, Pierre Buffière) sont plus récentes. Par contre les deux grandes fractures d'Arrènes et d'Ouzilly semblent plus anciennes (la faille d'Arrènes étant décalée par la fracture d'Argentat).

L'histoire paléozoïque du Limousin se termine par le dépôt des petits bassins houillers au Stéphanien et par l'impact de la météorite géante de Rochechouart-Chassenon au Permien (Hurley 1969) ou peut être au Trias.

Le fait marquant de cette histoire des événements géologiques en Limousin est donc que la structuration tectono métamorphique majeure date du Dévonien (Bernard Griffiths et al, 1977) et correspond parfaitement à la phase orogénique acadienne des Appalaches (Rodgers 1970, Naylor, 1971).

(B) ORIGINE ET MECANISME DE FORMATION DES MAGMAS GRANITIQUES

Les caractéristiques géochimiques des granitoïdes limousins (éléments majeurs ; éléments traces Rb, Sr, Ba ; rapports K/Rb, Rb/Sr ...) permettent de distinguer deux populations principales : les granites monzonitiques et les granodiorites calco-alcalins, et les leucogranites alcalins. Divers diagrammes montrent que les magmas qui ont donné naissance à ces deux types de granitoïdes ont des sources différentes et qu'il n'y a pas de lien génétique entre eux. Cependant la participation de matériel crustal dans l'élaboration de ces magmas est prépondérante ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,706$ à $0,717$). Le test de modèles mathématiques permet de proposer les processus suivants pour la genèse des magmas granitiques.

1 - LEUCOGRANITES

Au cours du Dévonien inférieur, le métamorphisme général a provoqué la fusion partielle de matériel paradérivé. Le magma leucogranitique ainsi formé a donné naissance aux massifs de la Brême, S^tSylvestre, Chateauponsac, Blond, Cognac, qui se sont mis en place pendant ce métamorphisme (la Brême) ou après, à la faveur des phases tectoniques postérieures.

Le granite de S^tMathieu s'est formé par palinogénèse presque totale de roches orthodérivées de type leptynite.

Les magmas ainsi formés ont ensuite évolués par cristallisation fractionnée.

Cette dualité d'origine des magmas leucogranitiques permet d'expliquer leur comportement différent du point de vue métallogénique principalement uranifère.

2 - GRANODIORITES et MONZOGRANITES

Ces granites calco-alcalins qui sont caractérisés par la présence d'enclaves basiques - généralement des microdiorites quartziques - ont une origine différente : les magmas dont ils sont issus sont hybrides.

Pour les granodiorites qui semblent indépendantes du métamorphisme général dévonien le modèle ci-dessous est proposé.

Le magma basique représenté par les diorites quartziques, a induit lors de sa mise en place une fusion crustale. Dans ce magma acide ainsi formé, le magma basique s'est trouvé dispersé et en partie assimilé. Ce magma hybride surchauffé s'est alors mis en place.

Pour les granites monzonitiques en relation avec le métamorphisme général dévonien, et moins riches en enclaves; nous pensons que le magma basique a été arrêté dans son ascension par un magma acide formé par fusion de matériel crustal lors du métamorphisme. Ce magma crustal a été contaminé par le magma basique pour donner les granites monzonitiques.

En conclusion la méthode radiométrique Rb-Sr par son double intérêt - chronologique et marqueur des processus pétrogénétiques (teneur en Rb, Sr et valeur du rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i$) - est donc un outil précieux pour la compréhension des phénomènes géologiques.

ANNEXES

A N N E X E I

Localisations et résultats analytiques des échantillons étudiés par la méthode Rb-Sr.

Pour chaque formation sont donnés successivement :

- le(s) lieu(x) de prélèvement(s) avec :
 - . sa localisation sur la carte topographique et la carte géologique ;
 - . sa position en longitude et latitude (coordonnées internationales).
- les résultats analytiques :
 - . le numéro correspondant au numéro d'enregistrement de l'échantillon sur les registres du L.A. 10 de Clermont ;
 - RT = roche totale, B = biotite, M = muscovite, FK = feldspath potassique, Pl = plagioclase ;
 - . Rb et Sr : teneurs en ppm ;
 - . $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_n$: rapport normalisé pour $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$
 - . $\bar{M}$ correspond à la moyenne des déterminations indépendantes effectuées sur le même échantillon.

MICASCHISTES A DEUX MICAS

Prélèvements : Carte topographique Bourganeuf 1/50 000
Carte géologique Bourganeuf 1/50 000

Ancienne carrière de Trezin (ou Tresennes), près D 29 A, 200 m
au NW de Trezin :

L = $1^{\circ} 32' 45''$ E
l = $45^{\circ} 59' 45''$ N

N°	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_n$
RT 4917	144	109	$3,83 \pm 0,12$	$0,7427 \pm 0,0005$
	141	109	$3,76 \pm 0,12$	$0,7410 \pm 0,0003$
			$\bar{M} 3,80 \pm 0,12$	$0,7420 \pm 0,0005$
RT 4918	79	69	$3,35 \pm 0,10$	$0,7315 \pm 0,0004$
RT 4919	154	117	$3,84 \pm 0,12$	$0,7395 \pm 0,0005$
RT 4920	99	96	$3,00 \pm 0,09$	$0,7357 \pm 0,0006$
	94	94	$2,89 \pm 0,09$	$0,7377 \pm 0,0008$
			$\bar{M} 2,95 \pm 0,09$	$0,7367 \pm 0,0008$
RT 4921	198	105	$5,46 \pm 0,17$	$0,7478 \pm 0,0003$
RT 4922	200	100	$5,78 \pm 0,18$	$0,7457 \pm 0,0005$
	200	98	$5,91 \pm 0,18$	$0,7461 \pm 0,0004$
			$\bar{M} 5,85 \pm 0,18$	$0,7459 \pm 0,0005$
RT 5863	213	137	$4,53 \pm 0,14$	$0,7403 \pm 0,0004$
RT 5864	163	90	$5,27 \pm 0,16$	$0,7457 \pm 0,0004$
B 1142	422	11	$111 \pm 2,5$	$1,20 \pm 0,01$

GNEISS A DEUX MICAS

Prélèvements : Carte topographique Bourganeuf 1/50 000.
Carte géologique Bourganeuf 1/50 000.

- 1) Ancienne carrière du Moulin des Lilas (ou du Pont des Lilas).
D.50 face au pont des Lilas.

$$L = 1^{\circ} 33' 15'' E$$

$$l = 45^{\circ} 57' 50'' N$$

Echantillons RT 4923 - 24 - 25 - 26 - 27 et B 1143.

- 2) Ancienne carrière, près ruisseau la Béraude, 3 km SE de StPierre-Chérignat - le long du Y.O.

$$L = 1^{\circ} 38' 45'' E$$

$$l = 45^{\circ} 57' 00'' N$$

Echantillons RT 5309 - 5310 - 11 - 5865 - 66 - 67 - 68.

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 4923	87,5	203,5	1,25 + 0,04	0,7251 + 0,0007
	84	204	1,19 + 0,04	0,7245 + 0,0005
			M 1,22 + 0,04	0,7248 + 0,0007
RT 4924	166	326	1,47 + 0,05	0,7230 + 0,0003
RT 4925	116	267	1,26 + 0,04	0,7227 + 0,0007
RT 4926	158	151	3,03 + 0,09	0,7342 + 0,0005
RT 4927	43	151,5	0,824 + 0,025	0,7196 + 0,0004
RT 5309	153,5	154	2,89 + 0,09	0,7336 + 0,0003
RT 5310	177	125	4,10 + 0,13	0,7382 + 0,0004
	170,5	125,5	3,94 + 0,12	0,7375 + 0,0005
			M 4,02 + 0,13	0,7378 + 0,0005
RT 5311	183	207	2,57 + 0,08	0,7267 + 0,0003
	175	209	2,43 + 0,07	0,7256 + 0,0007
			M 2,50 + 0,08	0,7262 + 0,0007
RT 5865	146	153	2,77 + 0,08	0,7322 + 0,0005
RT 5866	158	146	3,13 + 0,09	0,7309 + 0,0006
RT 5867	164	177	2,68 + 0,06	0,7265 + 0,0005
RT 5868	140	178	2,27 + 0,07	0,7279 + 0,0007
B 1143	490	17,7	80 + 3	1,08 + 0,02

GNEISS à BIOTITE, SILLIMANITE, F.K.

Prélèvements - Carte topographique - StLéonard de Noblat
1/50 000.
Carte géologique - Limoges 1/80 000.

1) Ancienne carrière, sur la D 13, sous le monastère de Lartige.

L = 1° 31' 40" E
l = 45° 48' 30" N

échantillons RT 4388 - 89 - 91 - 92.

2) Ancienne mine de Puy les Vignes

L = 1° 32' 10" E
l = 45° 49' 30" N

échantillon RT 5576.

3) Affleurements sur la D 13 - sur 2 km entre la crête du barrage et la rivière affluent de la Maulde.

L = 1° 31' 45" à 1° 32' 30" E
l = 45° 48' 30" N

échantillons RT 5579, dans le virage au-dessus du barrage, RT 5578, 500m plus loin et RT 5577 sous le pont traversant l'affluent de la Maulde.

4) Echantillon B 1144 sur route S^tDenis des Murs - S^t Léonard (D39) 1,2 km au SE du carrefour avec la D 13.

L = 1° 32' 15" E
l = 45° 47' 40" N

5) Echantillon B 26 - sur route entre la station de S^tDenis les Murs et la D39 vers S^tLéonard

L = 1° 33' 00" E
l = 45° 47' 20" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 4388	138	173	2,32 ± 0,07	0,7258 ± 0,0005
	137	173	2,28 ± 0,07	0,7248 ± 0,0006
			M 2,30 ± 0,07	0,7253 ± 0,0006
RT 4389	123	205	1,74 ± 0,06	0,7238 ± 0,0006
RT 4391	141	222	1,84 ± 0,06	0,7231 ± 0,0005
	144	226	1,84 ± 0,06	0,7249 ± 0,0005
			M 1,84 ± 0,06	0,7240 ± 0,0005
RT 4392	155	211	2,13 ± 0,07	0,7256 ± 0,0005
				0,7262 ± 0,0005
				M 0,7259 ± 0,0005
RT 5577	131	200	1,90 ± 0,06	0,7228 ± 0,0005
RT 5578	10	630	0,045 ± 0,002	0,7150 ± 0,0004
				0,7134 ± 0,0002
				M 0,7142 ± 0,0004
RT 5579	124	213	1,68 ± 0,05	0,7230 ± 0,0003
RT 5576	279	105	8,20 ± 0,25	0,7517 ± 0,0003
				0,7519 ± 0,0004
				M 0,7518 ± 0,0004
B 1144	419	10,6	115 ± 4	1,24 ± 0,01
B 26	458	9,04	146 ± 5	1,40 ± 0,015

GNEISS à CORDIERITE, FK.

Prélèvements : Cartes topographiques S^tLéonard 1/50 000
Limoges 1/50 000

Carte géologique Limoges 1/80 000.

- 1) Ancienne carrière, D13, sous le Monastère de Lartige (S^tLéonard)

L = 1° 31' 40" E
l = 45° 48' 40" N

Echantillon RT 4387.

- 2) Près de la rivière, lieu dit Pont du Puy, 2,5 km NW de S^tLéonard -
D39 - éch.RT 5713

L = 1° 28' 30" E
l = 45° 51' 25" N

- 3) Ancienne carrière - près Moulin de Rocca - N^{ale} 141, 1,5 km N de
S^tLéonard.

Echantillon RT 5714

L = 1° 29' 30" E
l = 45° 50' 50" N

- 4) Près du barrage, sous le village de Fleix, près D 16 - 13 km E de
S^tLéonard.

Echantillon RT 6037

L = 1° 39' 00 E
l = 45° 48' 50" N

- 5) Maison en construction à Limoges près n^{ale} 20 - échantillon RT 6038

L = 1° 16' 00 E
l = 45° 49' 30" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 4387	159	145	3,19 ± 0,10	0,7300 ± 0,0005
RT 5714	119	179	1,93 ± 0,06	0,7232 ± 0,0003
RT 5713	141	165	2,47 ± 0,08	0,7257 ± 0,0003
RT 6038	176	141	3,61 ± 0,11	0,7328 ± 0,0005
RT 6037	141	163	2,51 ± 0,07	0,7274 ± 0,0006

ORTHOGNEISS OEILLES à 2 MICAS du THAURION

Prélèvements : Carte topographique - Bourgneuf 1/50 000.
Carte géologique - Bourgneuf 1/50 000.

- 1) Crête du barrage de S^tMartin Teressus sur le Thaurion (Barrage de
S^t Marc).

Echantillons RT 4717, 4718, 4719 et 4720

L = 1° 27' 30" E
l = 45° 55' 45" N

- 2) Affleurement du Moulin de la Bétouille, 1,8 km W de S^tLaurent les Eglises, sous la ligne haute tension - RT 4721

L = 1°28'45" E
l = 45°57'00 N

- 3) Carrière près D29, 1,5 km W des Billanges - 200m après le carrefour avec la route d'Auriat - RT 4722.

L = 1°31'00 E
l = 45°57'30" N

- 4) Ancienne carrière, à la sortie de S^tLaurent des Eglises, croisement D₅ et D₂₉ - RT 30 et B 30.

L = 1°30'45" E
l = 45°56'50"N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 4717	162	108	4,35 ± 0,13	0,7355 ± 0,0007
RT 4718	175	113	4,49 ± 0,14	0,7379 ± 0,0003
RT 4719	191	102	5,44 ± 0,17	0,7429 ± 0,0001
RT 4720	194	102	5,51 ± 0,17	0,7462 ± 0,0005
RT 4721	157,5	122	3,74 ± 0,11	0,7311 ± 0,0003
	159	124	3,72 ± 0,11	0,7340 ± 0,0006
			M 3,73 ± 0,11	0,7326 ± 0,0005
RT 4722	187	76	7,17 ± 0,22	0,7577 ± 0,0005
RT 30	176	64	7,97 ± 0,30	0,7651 ± 0,0006
B 30	810	4,4	531 ± 16	3,38 ± 0,10

ORTHOGNEISS ISOGRANULAIRES à 2 MICAS du THAURION

Prélèvements : Carte topographique - Ambazac 1/50000
Carte géologique - Ambazac 1/50000

- 1) Carrière de Nouaillas, près D 44, 2 km du sud d'Ambazac - RT 5580 à 5585.

L = 1°23'40" E
l = 45°56'20" N

- 2) Carrière le Froc, 2 km NE de la Croix de Landouze (N 141) près Limoges - B 1193 (Limoges 1/50 000).

L = 1°12'30" E
l = 45°51' N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 5580	196	129	4,41 $\pm$ 0,13	0,7391 $\pm$ 0,0004
RT 5581	314	43	21,59 $\pm$ 0,66	0,8689 $\pm$ 0,0009
RT 5582	244	51	13,19 $\pm$ 0,42	0,8010 $\pm$ 0,0003
RT 5583	300	98	8,96 $\pm$ 0,28	0,7725 $\pm$ 0,0003
RT 5584	282	43	19,39 $\pm$ 0,59	0,8553 $\pm$ 0,0003
RT 5585	166	163	2,96 $\pm$ 0,09	0,7298 $\pm$ 0,0007
B 1193	1317	4,50	852 $\pm$ 25	4,83 $\pm$ 0,09

ORTHOGNEISS FINS à BIOTITE et HORNBLENDE du THAURION

Prélèvements : Cartes topographiques et géologiques
Ambazac 1/50 000 (tranchée S N C F)
Bourganeuf 1/50 000 (carrière d'Orgnac).

- 1) Tranchée S N C F au Nord de Nouaillas près D 44 -2,5 km au Sud d'Ambazac. RT 5723 - 24 et 25.

L = 1° 23' 30" E
l = 45° 56' 00" N

- 2) Ancienne carrière, près D 29, W du village d'Orgnac - 4 km E StMartin Terressus - RT 5726 - 27 et 28.

L = 1°29'45" E
l = 45°55'10"N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 5723	186	121	4,47 $\pm$ 0,14	0,7373 $\pm$ 0,0004 0,7377 $\pm$ 0,0003 M 0,7375 $\pm$ 0,0004
RT 5724	193	91	6,17 $\pm$ 0,19	0,7467 $\pm$ 0,0004 0,7474 $\pm$ 0,0005 M 0,7471 $\pm$ 0,0005
RT 5725	231	80	8,38 $\pm$ 0,26	0,7621 $\pm$ 0,0007
RT 5726	51	105	1,41 $\pm$ 0,04	0,7147 $\pm$ 0,0005
RT 5727	50	118	1,22 $\pm$ 0,04	0,7144 $\pm$ 0,0007
RT 5728	55	113	1,41 $\pm$ 0,04	0,7168 $\pm$ 0,0004

MIGMATITES de LANNEAU

Prélèvement : Carte topographique - Bellac 1/50 000
Carte géologique - Confolens 1/80 000.

Carrière du Moulin de Lanneau - D49 - 1 km NW Peyrat de Bellac - après le pont sur la Gartempe.

L = 1°01'10" E
l = 46°09'05" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 6045	310	113	7,95 $\pm$ 0,24	0,7607 $\pm$ 0,0005
RT 6046	226	47,5	13,93 $\pm$ 0,41	0,8028 $\pm$ 0,0010
RT 6047	224	133	4,88 $\pm$ 0,14	0,7407 $\pm$ 0,0004
RT 6048	230,5	78,5	8,54 $\pm$ 0,25	0,7655 $\pm$ 0,0002
RT 6049	231	65	10,28 $\pm$ 0,30	0,7803 $\pm$ 0,0004
RT 60,50	229	60	11,05 $\pm$ 0,33	0,7870 $\pm$ 0,0006
B 1134	930	3,25	830 $\pm$ 23	4,65 $\pm$ 0,05
M 1134	490	12,1	120 $\pm$ 3	1,35 $\pm$ 0,02

LEPTYNITES du MASSIF de CHATEAUNEUF

Prélèvement - Carte topographique.- StLéonard de
Noblat 1/50 000.

- Carte géologique.- Limoges 1/80 000.

Carrière du Martineix , près rivière de la Maulde- 100m Est du pont,
sur la D 16, 1,5 km NE de Fleix.

L = 1°39'50" E

l =45°49' N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 4735	246	60	11,97 $\pm$ 0,37	0,8075 $\pm$ 0,0006
	257	66	11,38 $\pm$ 0,35	0,8073 $\pm$ 0,0006
		$\bar{M}$	11,67 $\pm$ 0,36	0,8074 $\pm$ 0,0006
RT 4736	245	81	8,80 $\pm$ 0,27	0,7905 $\pm$ 0,0004
				0,7915 $\pm$ 0,0004
				$\bar{M}$ 0,7910 $\pm$ 0,0004
RT 4393	254	78	9,46 $\pm$ 0,29	0,7822 $\pm$ 0,0009
RT 4394	257	84	8,82 $\pm$ 0,27	0,7816 $\pm$ 0,0006
RT 4395	242	50	14,23 $\pm$ 0,43	0,8319 $\pm$ 0,0006
RT 4396	270	47	16,96 $\pm$ 0,52	0,8461 $\pm$ 0,0007
RT 4397	184	86	6,21 $\pm$ 0,19	0,7690 $\pm$ 0,0005
	184	83	6,42 $\pm$ 0,20	0,7691 $\pm$ 0,0006
		$\bar{M}$	6,31 $\pm$ 0,20	$\bar{M}$ 0,7691 $\pm$ 0,0006
RT 4398	277	33	24,47 $\pm$ 0,75	0,8961 $\pm$ 0,0009
	278	34	24,08 $\pm$ 0,73	0,8941 $\pm$ 0,0007
		$\bar{M}$	24,27 $\pm$ 0,74	$\bar{M}$ 0,8951 $\pm$ 0,0009
RT 4399	248	58	12,47 $\pm$ 0,38	0,7950 $\pm$ 0,0008
	247	54	13,21 $\pm$ 0,41	0,7960 $\pm$ 0,0005
		$\bar{M}$	12,84 $\pm$ 0,41	$\bar{M}$ 0,7955 $\pm$ 0,0008

LEPTYNITES de l'ARC de MEUZAC

Prélèvements : Carte topographique - Châteauneuf-la-Forêt
1/50 000.

Carte géologique - Limoges 1/80 000.

Carrière de Meuzac, sortie Sud, près D 7bis :

L = 1° 26'20"

l = 45° 32'45"

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 6456	168	40	12,14 ± 0,36	0,7885 ± 0,0006
RT 6457	127	168	2,19 ± 0,06	0,7239 ± 0,0004
RT 6458	160	50	9,29 ± 0,27	0,7684 ± 0,0006
RT 6459	136	109	3,61 ± 0,11	0,7335 ± 0,0004
RT 6460	164	45	10,61 ± 0,31	0,7782 ± 0,0007
RT 6461	136	73	5,41 ± 0,16	0,7425 ± 0,0004
RT 6462	160	57	8,13 ± 0,24	0,7625 ± 0,0005

METAGRANITE de l'ARC de CHATEAUNEUF

Prélèvements : Carte topographique - Châteauneuf-le-Forêt
1/50 000.

Carte géologique - Limoges 1/80 000

Tranchée pour adduction d'eau village de la Nouaille - 1,8 km NNE de Meilhards.

L = 1°40' E

l = 45°34'30"N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 6463	174	84	6,01 ± 0,18	0,7482 ± 0,0004
RT 6464	178	65	7,99 ± 0,24	0,7631 ± 0,0004 0,7625 ± 0,0003 M 0,7628 ± 0,0004
RT 6465	270	42	18,99 ± 0,56	0,8160 ± 0,0006 0,8170 ± 0,0004 M 0,8165 ± 0,0006
RT 6466	232	58	11,49 ± 0,34	0,7728 ± 0,0003 0,7712 ± 0,0004 M 0,7720 ± 0,0004
RT 6467	231	57	11,74 ± 0,35	0,7784 ± 0,0004

DIATEXITES du THAURION

Prélèvements : Cartes topographique et géologique
- Ambazac 1/50 000

- 1) Affleurement, D 101, entre Mas de Glane et Peyrilhac, 700m E de Mas de Glane - RT 5708.

L = 1°05'30" E
l = 45°56'20" N

- 2) Affleurement, barrage EDF de Chauvant sur le Thaurion - RT 5709-5710

L = 1°24'40" E
l = 45°54'20"N

- 3) Affleurement, D 142, 3,5 km E de Rilhac-Rancon - près de l'Etang, 400m N du Cussou - RT 6111

L = 1°22' E
l = 45°54'15"N

- 4) Ancienne carrière de Gaudoneix - D 101A - 1,8 km W de Peyrilhac - RT 6112.

L = 1°05'20" E
l = 45°57'20" N

- 5) Ancienne carrière, près rivière la Glane, 300m W de Chatain de l'Amour - 1,3 km SE de Mas de Glane - RT 6113

L = 1°05'40" E
l = 45°55'50" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 5708	202	95	6,21 ± 0,19	0,7472 ± 0,0003
	210	98	6,25 ± 0,18	0,7492 ± 0,0005
			$\bar{M}$ 6,23 ± 0,19	$\bar{M}$ 0,7482 ± 0,0005
RT 5709	200	219	2,58 ± 0,08	0,7298 ± 0,0007
	208	226	2,67 ± 0,08	0,7286 ± 0,0004
			$\bar{M}$ 2,62 ± 0,08	$\bar{M}$ 0,7292 ± 0,0007
RT 5710	243	219	3,22 ± 0,10	0,7325 ± 0,0005
RT 6111	183	105	5,06 ± 0,15	0,7423 ± 0,0005
RT 6112	182	61	8,74 ± 0,26	0,7611 ± 0,0006
RT 6113	218	73	8,63 ± 0,25	0,7622 ± 0,0005

GRANITE de la BRAME

A) Prélèvements : Carte topographique - Magnac Laval 1/50 000
Carte géologique - Guéret 1/80 000.

- 1) Ancienne carrière près Vaupoutour (2,5 km N de StSornin Leulac)
le long du VO vers le Moulin de Lavaud - sur 300 m.
Echantillon RT 3135 - 3136 - 4776 et 1356.

L = 1°18'10" E
l = 46°13'10" N

- 2) Affleurement N 711 sortie W de Chateauponsac près de la Gartempe -
500m W de cette ville.
Echantillon RT 3137

L = 1°16'10" E
l = 46°07'50" N

- 3) Affleurement - Moulin de Chanteranne sur la Gartempe - 3 km E
de Chateauponsac.
Echantillon RT 3138

L = 1°18'50" E
l = 46°07'40" N

- 4) Affleurement sortie du village de Verines le long de la route
vers Chateauponsac. 5 km NW de cette ville.
Echantillon RT 3139

L = 1°14'05" E
l = 46° 9'40" N

B) Cartes topographique et géologique - Ambazac 1/50 000

- 1) sondage CS₂ de Compreignac - 1,5 km au SE de Nantiat.
Echantillon RT 5297 et 5298.

L = 1°11'30" E
l = 45°59'50" N

- 2) Sondage FS de StJouvent près D 128 - 1,3 km W NW de StJouvent
Echantillons RT 6109 et 6110

L = 1°11'25" E
l = 45°57'40" N

- 3) Affleurement à la sortie du village de Thouron sur la route du
cimetière -
Echantillon RT 4654

L = 1°13'15" E
l = 45°59'40" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 1356	310	83	10,86 $\pm$ 0,37	0,7627 $\pm$ 0,0009
RT 3135	366	102	10,47 $\pm$ 0,36	0,7658 $\pm$ 0,0006
	362	99	11,14 $\pm$ 0,38	0,7656 $\pm$ 0,0006
			$\bar{M}$ 10,80 $\pm$ 0,38	$\bar{M}$ 0,7657 $\pm$ 0,0006
RT 3136	335	80	12,24 $\pm$ 0,43	0,7677 $\pm$ 0,0007
				0,7664 $\pm$ 0,0009
				$\bar{M}$ 0,7670 $\pm$ 0,0009
RT 4776	367	83	12,82 $\pm$ 0,39	0,7722 $\pm$ 0,0012
RT 3137	323	112	8,36 $\pm$ 0,28	0,7586 $\pm$ 0,0004
RT 3138	314	52	17,86 $\pm$ 0,60	0,7948 $\pm$ 0,0009
			17,94 $\pm$ 0,61	0,7938 $\pm$ 0,0007
			$\bar{M}$ 17,90 $\pm$ 0,61	$\bar{M}$ 0,7943 $\pm$ 0,0009
RT 3139	402	66	17,88 $\pm$ 0,63	0,7884 $\pm$ 0,0009
	418	66	18,61 $\pm$ 0,64	0,7892 $\pm$ 0,0004
			$\bar{M}$ 18,25 $\pm$ 0,64	$\bar{M}$ 0,7888 $\pm$ 0,0009
RT 5298	355	68	15,16 $\pm$ 0,46	0,7769 $\pm$ 0,0004
RT 5297	400	65	18,07 $\pm$ 0,25	0,7873 $\pm$ 0,0003
RT 6109	224	173	3,76 $\pm$ 0,11	0,7231 $\pm$ 0,0005
RT 6110	251	175	4,15 $\pm$ 0,12	0,7289 $\pm$ 0,0003
RT 4654	250	190	3,83 $\pm$ 0,12	0,7315 $\pm$ 0,0004
FK 1356	466	136	9,93 $\pm$ 0,36	0,7585 $\pm$ 0,0007
Pl 1356	42	51	2,41 $\pm$ 0,07	0,7195 $\pm$ 0,0004
B 1356	1458	3,30	1279 $\pm$ 28	6,06 $\pm$ 0,10

GRANITE de S^tSY LVESTRE

A) Prélèvements : Carte topographique Magnac Laval 1/50 000
 Carte géologique - Guéret 1/80 000
 Carrière du Brugeaud près N20, 1km au N de Bessines sur Gartempe.

RT 3125 - 3126

L = 1°22' E
 l = 46° 7' N

B) Prélèvements Cartes topographique et géologique
 Ambazac 1/50 000

1) Mine de Margnac près D5, 1 km - W de la Crouzille

RT 3130 - 31 - 32 - 33 - 34

L = 1°18'50" E
 l = 45°59'50" N

2) Mine de Fanay (ou Fanet) près VO 2,5 km NW de StSylvestre
RT 1354 et 1355

L = 1°21'10"E
l = 46°20' N

C) Cartes topographique et géologique - Bourganeuf 1/50 000.
Affleurement croisement D57 et VO vers le Fieux - 1,8 km SW de
StGoussaud, point, coté 633 - RT 4777

L = 1°33'30" E
l = 46°01'50" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 3125	470	52	26,25 ± 0,96	0,8237 ± 0,0009
	465	50	26,22 ± 0,95	0,8223 ± 0,0006
			$\bar{M}$ 26,23 ± 0,96	$\bar{M}$ 0,823 ± 0,0009
RT 3126	421	62	19,69 ± 0,70	0,7981 ± 0,0004
	428	63	19,79 ± 0,70	0,7979 ± 0,0008
			$\bar{M}$ 19,74 ± 0,70	$\bar{M}$ 0,7980 ± 0,0008
RT 3130	419	57	21,42 ± 0,76	0,8088 ± 0,0005
RT 3131	369	66	16,35 ± 0,57	0,7872 ± 0,0004
RT 3132	308	76	11,81 ± 0,40	0,7626 ± 0,0007
	314	78	11,72 ± 0,40	0,7633 ± 0,0005
			$\bar{M}$ 11,76 ± 0,40	$\bar{M}$ 0,7629 ± 0,0007
RT 3133	408	63	18,81 ± 0,66	0,7952 ± 0,0007
RT 3134	439	86	14,92 ± 0,54	0,7790 ± 0,0007
RT 1354	524	84	18,27 ± 0,69	0,7868 ± 0,0009
RT 1355	438	110	11,58 ± 0,42	0,7587 ± 0,0005
RT 4777	576	40	42,21 ± 1,29	0,8962 ± 0,0004
FK 1354	708	134	15,40 ± 0,65	0,7803 ± 0,0007
Pl 1354	28,9	20,4	4,11 ± 0,13	0,7256 ± 0,0006
B 1354	2660	4,1	1884 ± 54	8,69 ± 0,09
M 1354	1370	6,1	592 ± 18	3,30 ± 0,03
FK 1355	612	245	7,26 ± 0,30	0,7441 ± 0,0007
B 1355	1335	5,2	739 ± 22	3,94 ± 0,04
M 1355	879	11,5	222 ± 7	1,70 ± 0,02

GRANITE DE CHATEAUPONSAC

A) Prélèvements - Carte topographique - Magnac Laval 1/50000
Carte géologique - Guéret 1/80 000.

1) Carrière le Chezeau près N 142, 1,8 km à l'W de la Croisière(N20)
RT 5312 - B et M 1128

L = 1°21'50" E
l = 46°12' N

2) Affleurement - Moulin d'Hervaud près D45 - 2km N-NW de Chateauponsac.

RT 5313

L = 1°16'10"E

l = 46° 9'15"N

3) Affleurement près D44, village de Letrade, 2,2km S de Chateauponsac - RT 5315

L = 1°16'40" E

l = 46° 6'55" N

4) Affleurement croisement N 711- D 103 - 5,5 km SW de Chateauponsac RT 5473

L = 1°13'45" E

l = 46° 5'40" N

B) Cartes topographique et géologique Ambazac 1/50 000.

1) Affleurement près du VO Campreignac - Le Puymenier, 2,5 km N NW de Compeignac, près du village de Lavaut-Fleuret. RT 5316

L = 1°15'30" E

l = 46° 0'50" N

2) Carrière de Tricherie, près D96, 3 km NW de Compeignac.

RT 5317

L = 1°14'15" E

l = 46° 0'30" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 5312	430	40	31,5 ± 0,97	0,8622 ± 0,0005
RT 5313	388	83	13,54 ± 0,41	0,7726 ± 0,0002
RT 5315	428	53	23,43 ± 0,82	0,8224 ± 0,0003
RT 5473	461	31	43,35 ± 1,32	0,9146 ± 0,0003
RT 5316	333	63	15,38 ± 0,47	0,7816 ± 0,0007
RT 5317	330	77	12,99 ± 0,40	0,7678 ± 0,0005
	324	76	12,47 ± 0,39	0,7677 ± 0,0005
		M	12,73 ± 0,40	0,7677 ± 0,0005
B 1128	1783	5,9	875 ± 29	4,27 ± 0,04
M 1128	1108	4,7	680 ± 20	3,54 ± 0,03

GRANITE de StMATHIEU S.S.

A) Carte topographique - Chalus 1/50 000.

Carte géologique - Rochechouart 1/80 000.

1) Carrière de StMathieu - près ville de StMathieu.

RT 5730 et 5731

L = 0°46'10" E

l = 45°42' N

2) Affleurement N 675 , 2 km NE de StMathieu - 1er tournant au Sud
de la rivière La Colle.
RT 1189

L = 0°46'50" E
l = 45°43' N

B) Carte topographique - Montbron 1/50 000
Carte géologique - Rochechouart 1/80 000
Affleurement, ancienne carrière, près N699 1 km W village les
Dognons.

RT 5732

L = 0°42'30" E
l = 45°42'50" N

C) Cartes topographique et géologique Rochechouart 1/50 000 et 1/80 000.
Carrière de Neuville , 2,5 km N de StMathieu.

RT 5734 et 5735

L = 0°45'30" E
l = 45°43'50" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr _n
RT 5730	248	62	11,69 ± 0,35	0,7697 ± 0,0007 0,7695 ± 0,0003 M 0,7696 ± 0,0007
RT 5731	234	80	8,54 ± 0,26	0,7560 ± 0,0005
RT 5732	167	95	5,09 ± 0,15	0,7404 ± 0,0004
RT 5734	144	64	6,56 ± 0,20	0,7448 ± 0,0006
RT 5735	185	58	9,04 ± 0,28	0,7573 ± 0,0006
RT 1189	218	53	11,98 ± 0,37	0,7680 ± 0,0004
FK 1189	732	95	22,54 ± 0,75	0,8140 ± 0,0009
M 1189	620	11,7	154 ± 6	1,40 ± 0,02

GRANITE de StMATHIEU - faciès à silicate d'alumine.

A) Carte topographique - Chalus 1/50 000.
Carte géologique - Rochechouart 1/80 000.
- Carrière le Calvaire à Champniers - Reilhac

RT 5737

L = 0°43'40" E
l = 45°40'40" N

B) Carte topographique et géologique Rochechouart 1/50 000 et 1/80 000.
- Carrière de la Buzatière , 5,5 km W de Vayres.

RT 5733

L = 0°44'30" E
l = 45°45' N

C) Carte topographique - Montbron 1/50 000.
Carte géologique - Rochechouart 1/80 000.

1) Ancienne carrière près de Rouzède D 112, 500m ESE de ce village

RT 6106

L = 0°34'30" E

l = 45°42'20" N

2) Affleurement, 1km au sud de Rouzède, près de la rivière, ferme de Brize bois.

RT 6107

L = 0°32'40" E

l = 45°41'40" N

3) Affleurement, 1km Est de Rouzède, au village de Planchas.

RT 6108

L = 0°34' E

l = 45°42'30" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 5733	253	440	1,66 $\pm$ 0,05	0,7126 $\pm$ 0,0003
RT 5737	235	73	9,43 $\pm$ 0,29	0,7540 $\pm$ 0,0004
RT 6106	232	151	4,45 $\pm$ 0,13	0,7261 $\pm$ 0,0005
RT 6107	215	178	3,51 $\pm$ 0,10	0,7238 $\pm$ 0,0003
RT 6108	270	85	9,19 $\pm$ 0,27	0,7515 $\pm$ 0,0004

GRANITE GNEISSIQUE de ROUSSINES

A) Carte topographique - Montbron 1/50 000.
Carte géologique - Rochechouart 1/80 000.

1) Carrière des Moulins de Roussines, 800m au sud de Roussines -

RT 6114 et RT 6116

L = 0°37'10" E

l = 45°43' N

2) Carrière de Tartou, près de la rivière la Tardoire, 1,5 km N de Eymouthier

RT 6115

L = 0°34'30" E

l = 45°39'20" N

3) Affleurement près de la Tardoire, 500m NW du village d'Empeyrat,
RT 6117

L = 0°33'50" E

l = 45°39'40" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 6114	157	156	2,93 $\pm$ 0,09	0,7303 $\pm$ 0,0007
RT 6115	161	185	2,52 $\pm$ 0,07	0,7282 $\pm$ 0,0006
RT 6116	153	129	3,45 $\pm$ 0,10	0,7328 $\pm$ 0,0004
RT 6117	68	227	0,87 $\pm$ 0,03	0,7211 $\pm$ 0,0004

GRANITE de PIEGUT PLUVIERS

A) Carte topographique - Chalus 1/50 000.

Carte géologique - Rochechouart 1/80 000.

Carrière de la Chareilles (ou la Chapelle)
sur le VO entre Abjat et Peyrat, 1,2 km NW d'Abjat,

RT 5738

L = 0°45' E

l = 45°35'45" N

B) Carte topographique - Montbron 1/50 000

Carte géologique - Rochechouart 1/80 000.

1) Ancienne carrière, près D₃, 500m au N du carrefour avec N675 -
3 km N de Nontron.

RT 5740

L = 0°40'15" E

l = 45°33'30" N

2) Affleurement près D92, 1,8 km au SW du croisement avec D91 -
3,5 km W de Piegut.

RT 5743

L = 0°38'30" E

l = 45°37'20" N

3) Carrière les Blancs, 500m N affleurement précédent - 3,5 km W
de Piegut.

RT 5744

L = 0°38'40" E

l = 45°37'40" N

4) Affleurement près Lauterie, 2 km NW de Piegut.

RT 5745

L = 0°40'05" E

l = 45°38'10" N

C) Carte topographique Nontron 1/50000

Carte géologique - Rochechouart 1/80 000

1ère Carrière de Nontron, près Nale797, sur petite route vers les
Loges , RT 5742.

L = 0°40'30"E

l = 45°31'30"N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 5738	137	201	$1,97 \pm 0,06$	$0,7148 \pm 0,0005$
RT 5740	184	178	$3,0 \pm 0,09$	$0,7203 \pm 0,0008$ $0,7192 \pm 0,0003$ $\bar{M} 0,7197 \pm 0,0008$
RT 5743	228	136	$4,87 \pm 0,14$	$0,7283 \pm 0,0006$ $0,7281 \pm 0,0004$ $\bar{M} 0,7282 \pm 0,0006$
RT 5744	180	161	$3,24 \pm 0,10$	$0,7213 \pm 0,0005$
RT 5745	159	174	$2,64 \pm 0,08$	$0,7215 \pm 0,0008$ $0,7222 \pm 0,0004$ $\bar{M} 0,7219 \pm 0,0008$
RT 5742	113	242	$1,36 \pm 0,04$	$0,7126 \pm 0,0006$ $0,7123 \pm 0,0005$ $\bar{M} 0,7125 \pm 0,0006$

GRANITE d'ESSE - HIESSE - CONFOLENS

Cartes topographique et géologique Confolens 1/50 000 et 1/80 000.

- 1) Boule affleurant près D80, près du chemin vers Villevert, 1,7 km E Confolens - RT 5826

$$L = 0^{\circ}41'40'' \text{ E}$$

$$l = 46^{\circ}01'00'' \text{ N}$$

- 2) Boule affleurant au Sud du village de Perissac, 2 km N NE de Confolens, RT 5827

$$L = 0^{\circ}41'10'' \text{ E}$$

$$l = 46^{\circ}01'50'' \text{ N}$$

- 3) Boule affleurant au village de Pillou, au Nord de la Nale 151 bis, 2,5 km NE de St Germain RT 5828

$$L = 0^{\circ}42'40'' \text{ E}$$

$$l = 46^{\circ}04'10'' \text{ N}$$

- 4) Carrière de St Germain près Nale 729, 500m N de St Germain RT 5829, 5830 et 5831

$$L = 0^{\circ}41'10'' \text{ E}$$

$$l = 46^{\circ}03'30'' \text{ N}$$

- 5) Ancienne carrière près D30, 500m E de Confolens - RT 5832

$$L = 0^{\circ}40'45'' \text{ E}$$

$$l = 46^{\circ} 0'45'' \text{ N}$$

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 5826	175	325	$1,56 \pm 0,05$	$0,7138 \pm 0,0007$
RT 5827	114	359	$0,92 \pm 0,03$	$0,7115 \pm 0,0006$
RT 5828	181	270	$1,94 \pm 0,06$	$0,7164 \pm 0,0004$
RT 5829	314	312	$2,92 \pm 0,09$	$0,7204 \pm 0,0005$

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 5830	332	282	3,40 $\pm$ 0,10	0,7217 $\pm$ 0,0004
RT 5831	300	166	5,24 $\pm$ 0,16	0,7312 $\pm$ 0,0003
RT 5832	300	224	3,88 $\pm$ 0,12	0,7248 $\pm$ 0,0004

GRANITE de CHIRAC

Cartes topographique et géologique : Rochechouart 1/50 000 et
1/80 000

- Carrière d'Exideuil, rive gauche de la Vienne, après la gare sur le
V.O. vers Vouve - RT 1191

L = 0°41'0" E
l = 41°53'10" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 1191	140	556	0,72 $\pm$ 0,02	0,7096 $\pm$ 0,0007
FK 1191	344	602	1,65 $\pm$ 0,06	0,7123 $\pm$ 0,0007
Pl 1191	43,4	458	0,27 $\pm$ 0,0008	0,7072 $\pm$ 0,0007
B 1191	207	71,7	8,36 $\pm$ 0,25	0,7496 $\pm$ 0,0008

GRANITE de VAULRY-CIEUX-S^tJUNIEN

A) Carte topographique et géologique - Ambazac 1/50 000.

- Affleurement dans un fossé, sur la D5, 700m à l'Ouest du croisement avec la N 711 - R 6281

L = 1°6'30" E
l = 46°0'50" N

B) Carte topographique - Oradour-sur-Glane 1/50 000
Carte géologique - Confolens 1/80 000.

1) Boules - chemin vers M^tGenie (près N 711 entre Faverdat et Cieux)
R 1137 et R 6284

L = 1°0'40" E
l = 45°57'50" N

2) Affleurement à la papeterie, près de la D 32^A, 2,7 km N de
S^tJunien - R 6283

L = 0°54'50" E
l = 45°54'40" N

3) Affleurement près du Moulin Monjon (petite carrière près de la
route) 500m W du Moulin du Pont à la Planche (Carrefour N711 et
N675) 4 km NE de S^tJunien - R 6286.

L = 0°55'50"E
l = 45°55'20"N

- C) Cartes topographique et géologique - Rochechouart 1/50 000 et 1/80 000
Carrière du Loubier, 200m N de N^{ale} 141 - R 1192

$$L = 1^{\circ}02'20''E$$

$$l = 45^{\circ}54'00''N$$

- D) Carte topographique - Oradour-sur-Glane 1/50 000
Carte géologique - Confolens 1/80 000.

- 1) Affleurement près de l'étang de Fromental - 3,5 km W de Cieux
R 6282

$$L = 0^{\circ}59'50''E$$

$$l = 45^{\circ}59'30''N$$

- 2) Affleurement sur le bord de la route, après l'étang de Fromental
4 km W de Cieux - R 6285

$$L = 0^{\circ}59'40'' E$$

$$l = 45^{\circ}59'30'' N$$

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 6281	298	339	2,65 $\pm$ 0,07	0,7245 $\pm$ 0,0009
RT 6284	215	260	2,39 $\pm$ 0,09	0,7218 $\pm$ 0,0006
RT 1137	205	251	2,36 $\pm$ 0,08	0,7210 $\pm$ 0,0009
RT 6283	303	247	3,56 $\pm$ 0,10	0,7288 $\pm$ 0,0007
RT 6286	287	165	5,05 $\pm$ 0,15	0,7346 $\pm$ 0,0007
RT 1192	274	88	8,99 $\pm$ 0,30	0,7555 $\pm$ 0,0006
RT 6285	226	271	2,42 $\pm$ 0,07	0,7189 $\pm$ 0,0004
RT 6282	260	484	1,55 $\pm$ 0,05	0,7138 $\pm$ 0,0005
				0,7126 $\pm$ 0,0006
				$\bar{M}$ 0,7132 $\pm$ 0,0006
Pl 1137	11,7	199	0,16 $\pm$ 0,01	0,7126 $\pm$ 0,0005
FK 1137	364	357	2,95 $\pm$ 0,09	0,7264 $\pm$ 0,0003
B 1137	1073	9,5	327 $\pm$ 14	2,18 $\pm$ 0,02
FK 6286	673	246	7,94 $\pm$ 0,24	0,7483 $\pm$ 0,0011
M 6286	891	15	189 $\pm$ 5,6	1,580 $\pm$ 0,005
B 6286	1404	8,3	632 $\pm$ 25	3,61 $\pm$ 0,08

GRANITE de BLOND

- A) Cartes topographiques et géologique - Ambazac 1/50 000
- Ancienne carrière, croisement D₅ et route VO vers la Mine,
1,8 km N de Vaulry - R 5820

$$L = 1^{\circ}5'00'' E$$

$$l = 46^{\circ}2'15'' N$$

- B) Carte topographique - Oradour-sur-Glane 1/50 000
Carte géologique - Confolens 1/80 000

- Bloc dans les champs près de la D5 près Les bérines, 2,5 km NW de Vaulry - R 5821

L = 1°3'10"E

l = 46°2'15"N

- Ancienne carrière près D3 entre Blond et Cieux, 500m au Sud du croisement vers Pioffroy - 3,2 km S de Blond - R 5822.

L = 1°1'50"E

l = 46°1'0"N

- Affleurement près VO Blond-Villeraupouze, à l'entrée de ce village - 3,8 km S de Blond - R 5823

L = 1°0'30"E

l = 46°0'50"N

- Ancienne carrière près D5A à Exideuil - 3,5 km S de Nouic - R 5824 et R 5825

L = 0°54'10" E

l = 46°02'0" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 5820	618	47	38,62 $\pm$ 1,13	0,8785 $\pm$ 0,0004
RT 5821	594	42	41,80 $\pm$ 1,28	0,8866 $\pm$ 0,0008
RT 5822	673	31	63,90 $\pm$ 1,95	0,9804 $\pm$ 0,0005
RT 5823	675	62	32,09 $\pm$ 0,99	0,8504 $\pm$ 0,0003
RT 5824	958	83	33,85 $\pm$ 1,03	0,8606 $\pm$ 0,0005
RT 5825	1117	266	12,20 $\pm$ 0,37	0,7625 $\pm$ 0,0002
				0,7616 $\pm$ 0,0003
				$\bar{M}$ 0,7620 $\pm$ 0,0003

GRANITE de COGNAC le FROID

Cartes topographique et géologique : Rochechouart 1/50 000 et 1/80 000.

- 1) Carrière de S^tCyr

L = 0°57'40" E

l = 45°48'10" N

RT 6039, 6040, 6041, 6042 et 6098

- 2) 1ère carrière, sur la D 102, 500m W de S^tCyr vers S^tAuvent de S^tCyr vers S^tAuvent

L = 0°57'10"E

l = 45°48'10"N

RT 6043.

- 3) 2ème carrière sur la D 102, 550m W de S^tCyr

L = 0°57'5" E

l = 45°48'10"N

RT 6044

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Rb/86Sr
RT 6039	368	114	9,40 $\pm$ 0,28	0,7523 $\pm$ 0,0005
RT 6040	399	100	11,57 $\pm$ 0,35	0,7612 $\pm$ 0,0007
RT 6041	354	124	8,29 $\pm$ 0,25	0,7473 $\pm$ 0,0007
RT 6042	362	120	8,73 $\pm$ 0,26	0,7499 $\pm$ 0,0007
RT 6043	307	70,2	12,67 $\pm$ 0,40	0,7682 $\pm$ 0,0005
RT 6044	387	147	7,66 $\pm$ 0,23	0,7457 $\pm$ 0,0003
RT 6098	353	133	7,70 $\pm$ 0,23	0,7452 $\pm$ 0,0006
FK 6098	722	310	6,77 $\pm$ 0,20	0,7409 $\pm$ 0,0007
Pl 6098	59	163	1,05 $\pm$ 0,03	0,7190 $\pm$ 0,0004
Ap 6098	12	194	0,181 $\pm$ 0,005	0,7187 $\pm$ 0,004
B 6098	1843	10,4	655 $\pm$ 20	3,49 $\pm$ 0,005
M 6098	1043	15	220 $\pm$ 6	1,69 $\pm$ 0,002

GRANITE d'AUREIL

A) Cartes topographique et géologique - Limoges 1/50 000 et 1/80 000.

1) Carrière de Chabanne, le long du ruisseau, 50m au sud de la Nale⁶⁷⁹, 2 km E de Feytiat - RT 6287

L = 1°21'15" E

l = 45°48'10" N

2) Ancienne carrière de La Forêt, 200m N de la Nale⁶⁷⁹, 3 km S.E. d'Aureil - RT 6288

L = 1°25'40" E

l = 45°47'45" N

3) Ancienne carrière des Sechères, près du VO entre Aureil et les Séchères, 1 km E d'Aureil - RT 6289

L = 1°24'30" E

l = 45°48'20" N

4) Carrière de Le Puy, 500m Sud du carrefour Nale 141 - D 44A, 6km W de S^tLéonard-de-Noblat - RT 6290.

L = 1°25'45"E

l = 45°50'30"N

5) Ancienne carrière Les Aulières, carrefour D65, D98 (cote 360) ; 2,5 km NW d'Eyfaux - RT 6291

L = 1°22'0 E

l = 45°47'20" N

B) Carte topographique - S^tLéonard-de-Noblat 1/50 000

Carte géologique - Limoges 1/80 000.

- Aucune carrière de S^tLéonard-de-Noblat, sous le viaduc SNCF de S^tLéonard - RT 6292

L = 1°29'0" E

l = 45°50'10"N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 6287	247	193	3,71 $\pm$ 0,11	0,7267 $\pm$ 0,0006 0,7274 $\pm$ 0,0003 M 0,7270 $\pm$ 0,0006
RT 6288	269	194	4,02 $\pm$ 0,12	0,7315 $\pm$ 0,0005
RT 6289	229	207	3,20 $\pm$ 0,09	0,7265 $\pm$ 0,0005
RT 6290	183	334	1,59 $\pm$ 0,05	0,7193 $\pm$ 0,0005
RT 6291	253	214	3,43 $\pm$ 0,10	0,7285 $\pm$ 0,0008
RT 6292	219	254	2,50 $\pm$ 0,07	0,7237 $\pm$ 0,0004
B 6290	1252	12,3	295 $\pm$ 9	2,14 $\pm$ 0,02

GRANITE d'ORADOUR-SAINT-GENEST

Carte topographique - Bellac 1/50 000

Carte géologique - Confolens 1/80 000.

- Carrière du Montel - près D91, 3 km N de le Dorat,
RT 1130.

L = 1°04'15"E

l = 46°14'45" N

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 1130	185	177	3,03 $\pm$ 0,10	0,7289 $\pm$ 0,0005
FK 1130	330	270	3,57 $\pm$ 0,12	0,7304 $\pm$ 0,0006
B 1130	444	14	92,5 $\pm$ 3	1,16 $\pm$ 0,01
B 1129	842	14	173 $\pm$ 4,4	1,54 $\pm$ 0,01

GRANITE d'AURIAT

Carte topographique - St Léonard-de-Noblat 1/50 000

Carte géologique - Limoges 1/80 000.

Prélèvement au village de Moissannes, 1km S Nale 141.

	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Biotite	955	14	197	1,67

DIORITES QUARTZIQUES

1) Diorite de St Jean-de-Ligoure - ancienne carrière, près D44, ferme de Caillaudou, 1.800m N de St Hilaire.

Cartes topographique et géologique - Limoges 1/50000 et 1/80000 -
RT 2422.

L = 1°22'20"E

l = 45°44'10"N

2) Diorite de S^tJunien - S^t Brice

Ancienne carrière sur le V.O vers la ferme Grand-Champ, 500m N de S^tBrice - Cartes topographique et géologique - Rochechouart 1/50 000 et 1/80 000 - RT 2424

L = 0°47'0"E
l = 45°52'45"N

3) Diorite de Lesterps - Boule près D 82 - 2km W-NW de S^tChristophe.

Carte topographique - Oradour-sur-Glane 1/50 000
Carte géologique - Confolens 1/80 000 - RT 2428

L = 0°49'40"E
l = 46° 0'33"N

4) Diorite de S^tBarbant Boule, sortie W du village de l'Ariaud - 700m W de la D62 - 3km S de S^tMartial sur Isop.

Carte topographique - Bellac 1/50 000,
Carte géologique - Confolens 1/80 000 - RT 2430.

N°	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
RT 2422	70	1000	0,20 $\pm$ 0,0006	0,7092 $\pm$ 0,0006
RT 2428	43	406	0,31 $\pm$ 0,0009	0,7124 $\pm$ 0,0006
B 2422	383	32	34,5 $\pm$ 1	0,8640 $\pm$ 0,0009
B 2424	125	17	21,3 $\pm$ 0,7	0,806 $\pm$ 0,009
B 2428	280	11,3	71,6 $\pm$ 2,2	1,03 $\pm$ 0,01
B 2430	364	13,9	75,8 $\pm$ 2,3	1,07 $\pm$ 0,01

A N N E X E 2

Résultats des dosages de Rb, Sr, Ba et K dans les roches totales des granites

- Rb et Sr ont été dosés soit par dilution isotopique pour les échantillons ayant servi à établir les isochrones (RT 6287 par exemple) soit par absorption atomique ou émission de flamme pour les autres échantillons (CH 6, PP 4 ... par exemple).
- K et Ba ont été déterminés par absorption atomique dans tous les échantillons,

La mise au point et les dosages par absorption atomique ou émission ont été effectués par Mmes Cantagrel, Couturié, Gamot ou Philibert, Ingénieurs C.N.R.S., à l'aide d'un appareil Perkin Elmer 503. Rb a été déterminé en émission de flamme, Sr, Ba et K par absorption atomique.

Le dosage de ces 4 éléments est effectué sur une même solution d'attaque chimique. La technique opératoire peut se résumer ainsi :

- L'échantillon broyé (250 mg) est soumis à une attaque acide perchlorique (5 ml) + acide fluorhydrique (15 ml) sur bain de sable à 120° C, dans une capsule en platine, jusqu'à évaporation à sec.
- Le résidu est transvasé quantitativement en milieu HCl 1,5 N dans une fiole jaugée de 50 ml,
- 10 ml sont prélevés, dilués de façon convenable et tamponnés (par Cs Cl de manière à ce que la solution finale ait une teneur de 0,1 % en Cs), pour la détermination de K. Celle-ci s'effectue par comparaison avec un étalonnage (solution de phtalate acide de K tamponné avec Cs Cl)
- La solution restante est complétée par 10 ml de tampon (5 ml de nitrate de La à 15 % de La + 5 ml de Cs Cl à 2 % de Cs) afin de procéder à la détermination des teneurs en Rb, Sr et Ba. Celle-ci s'effectue par comparaison avec des solutions d'étalonnage tamponnées dans les mêmes conditions et contenant un ou plusieurs des éléments à doser,

ANNEXE 2 (suite)

Pendant la durée de ce travail, les résultats ci-dessous ont été obtenus sur des standards géochimiques internationaux :

Standard	Elément dosé	Valeur recommandée	Moyenne des résultats (1975-76), σ , nombre d'anal.
G 2	Rb	168	167 - 2,2 - 9
	Sr	479	476 - 6,2 - 7
	Ba	1870	n.d.
	K	3,74 %	3,70 - 0,03 - 5
BR	Rb	45	46,8 - 2,5 - 11
	Sr	1350	1335 - 17,5 - 4
	Ba	1050	1051 - 26 - 14
	K	1,17 %	1,18 - 0,01 - 9
GA	Rb	175	174 - 3,7 - 13
	Sr	305	301 - 4,8 - 10
	Ba	850	848,5 - 16,4 - 11
	K	3,34 %	3,38 - 0,02 - 4
GH	Rb	390	387 - 4,8 - 8
	Sr	10	9,8 - 0,8 - 7
	Ba	22	< 60
	K	3,95 %	3,95 - 0,01 - 6
DRN	Rb	75	74,8 - 2,4 - 8
	Sr	400	383 - 3,2 - 8
	Ba	360	367 - 11 - 6
	K	1,44 %	1,43 - 0,03 - 6

Granite de Châteauponsac (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x 10 ³	1/Sr x 10 ³	Ba/Rb
5312	430	40	4,10	400	10,75	95	2,3	25	0,93
5313	388	83	4,59	375	4,67	118	2,6	12	0,97
5315	428	53	4,69	140	8,07	110	2,3	19	0,33
5473	461	31	4,62	240	14,87	79	2,2	32	0,52
5316	333	63	4,09	200	5,28	123	3,0	16	0,60
5317	328	76	4,56	280	4,34	139	3,0	13	0,85
JLD 24	395	50	3,91	170	7,90	99	2,5	20	0,43

Granite de St-Sylvestre (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10 ³	1/Sr x10 ³	Ba/Rb
3125	468	51	4,24	60	9,18	91	2,1	20	0,13
3126	424	63	4,38	200	6,73	103	2,4	16	0,47
3130	419	57	4,59	150	7,35	109	2,4	17,5	0,36
3131	369	66	4,38	260	5,59	119	2,7	15	0,70
3132	311	77	3,41	125	4,04	110	3,2	13	0,40
3133	408	63	4,53	250	6,48	111	2,5	16	0,61
3134	439	86	4,64	240	5,10	106	2,3	12	0,55
1354	524	84	4,37	200	6,24	83	1,9	12	0,38
1355	438	110	5,38	250	3,98	123	2,3	9,1	0,57
4777	576	40	4,27	80	14,4	74	1,7	25	0,14
JLD 5	453	44	4,04	80	10,3	89	2,2	23	0,18

Granite de la Brême (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb $\times 10^3$	1/Sr $\times 10^3$	Ba/Rb
1356	310	83	4,43	280	3,74	143	3,2	12	0,90
3135	364	100	5,54	360	3,64	152	2,7	10	0,99
3136	335	80	4,36	260	4,19	130	3,0	12	0,78
4776	367	83	4,74	300	4,42	129	2,7	12	0,82
3137	323	112	4,68	340	2,88	145	3,1	8,9	1,05
3138	315	52	4,11	160	6,06	130	3,2	19	0,51
3139	410	66	4,68	300	6,21	114	2,4	15	0,73
5298*	355	68	3,69	200	5,22	104	2,8	15	0,56
5297*	400	65	4,35	200	6,15	109	2,5	15	0,50
6109***	224	173	3,70	540	1,29	165	4,5	5,8	2,41
6110***	251	175	3,87	595	1,43	154	4,0	5,7	2,37
4654***	250	190	4,37	540	1,32	175	4,0	5,3	2,16

* : sondage CS2.

*** : faciès St-Jouvent, échant. 6109 et 6110 : sondage FS
échant. 4654 : échantillon de surface.

Granite de Blond (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10 ³	1/Sr x10 ³	Ba/Rb
RT 5820	618	47	3,90	220	13,1	63	1,6	21	0,36
RT 5821	594	42	3,64	180	14,1	61	1,7	24	0,30
RT 5822	673	31	3,59	130	21,7	53	1,5	32	0,19
RT 5823	675	62	3,57	185	10,9	53	1,5	16	0,27
RT 5824	958	83	3,03	60	11,50	32	1,0	12	0,06
RT 5825	1117	266	3,00	40	4,20	27	0,9	3,8	0,04
Bl 2	559	57	3,92	260	9,8	70	1,8	17,5	0,46
Bl 6	495	46	3,83	180	10,8	77	2,0	22	0,36

Granite de Cognac-le-Froid (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10 ³	1/Sr x10 ³	Ba/Rb
RT 6039	368	114	3,91	311	3,23	106	2,7	8,8	0,85
RT 6040	399	100	3,96	139	3,99	99	2,5	10	0,35
RT 6041	354	124	3,81	222	2,85	108	2,8	8,1	0,63
RT 6042	362	120	4,06	295	3,02	112	2,8	8,3	0,81
RT 6043	307	70	2,90	98	4,38	94	3,2	14	0,32
RT 6044	387	147	3,94	357	2,63	102	2,6	6,8	0,92
RT 6098	353	133	-	-	2,65	-	2,8	7,5	
CO ₁	370	146	4,22	361	2,53	114	2,7	6,8	0,97
CO ₄	360	100	4,08	280	3,60	113	2,8	10	0,78
CO ₅	447	104	4,94	390	4,30	111	2,2	9,6	0,87

N° échant.	Rb	Sr	K %	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10 ³	1/Sr x10 ³	Ba/Rb
Granite de St-Mathieu s.s. (Roches totales)									
5730	248	62	3,73	130	4,0	150	4,0	16,1	0,52
5731	234	80	3,82	254	2,93	163	4,3	12,5	1,08
5732	167	95	3,71	272	1,80	222	6,0	10,5	1,63
5734	144	64	2,71	100	2,25	188	6,9	15,6	0,69
5735	185	58	3,39	80	3,19	183	5,4	17,2	0,43
1189	218	53	3,39	72	4,11	155	4,6	18,9	0,33
Granite de St-Mathieu (faciès à silicates d'alumine) (Roches totales)									
5733	253	440	3,88	987	0,58	153	3,9	2,3	3,90
5737	235	73	3,74	196	3,22	159	4,3	13,7	0,83
6106	232	151	4,02	602	1,54	173	4,3	6,6	2,59
6107	215	178	4,07	592	1,21	189	4,6	5,6	2,75
6108	270	85	3,82	460	3,18	142	3,7	11,8	1,70
SS 2	182	300	3,24	560	0,61	178	5,5	3,3	3,08
Granite de Roussines (Roches totales)									
6114	157	156	4,16	556	1,0	265	6,4	6,4	3,54
6115	161	185	4,84	769	0,87	301	6,2	5,4	4,78
6116	153	129	4,51	466	1,19	295	6,5	7,8	3,04
6117	68	227	2,05	220	0,30	302	14,7	4,4	3,23
YG 2	147	166	4,48	790	0,88	305	6,8	6,0	5,37
YG 5	131	130	4,79	622	1,0	366	7,6	7,7	4,75
YG 9	132	132	4,28	535	1,0	324	7,6	7,6	4,05

Granite de Piégut - Pluviers (Roches totales)

N° échant.	Rb ppm	Sr ppm	K %	Ba ppm	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10 ³	1/Sr x10 ³	Ba/Rb
5738	137	201	2,67	420	0,68	195	7,3	4,9	3,06
5740	184	178	3,21	500	1,03	174	5,4	5,6	2,72
5743	228	136	3,53	510	1,67	155	4,4	7,3	2,24
5744	180	161	3,14	390	1,12	174	5,5	6,2	2,17
5745	159	174	3,21	510	0,91	202	6,3	5,7	3,21
5742	113	242	2,67	600	0,47	236	8,8	4,1	5,31
PP 3	193	271	2,78	465	0,71	144	5,2	3,7	2,41
PP 4	158	195	3,26	480	0,81	206	6,3	5,1	3,04
PP 8	117	176	3,32	620	0,66	284	8,5	5,7	5,30
PP 12	139	182	3,20	460	0,76	230	7,2	5,5	3,31

Granite d'Auriat (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10	1/Sr x10	Ba/Rb
AUR 1	276	161	3,89	370	1,71	141	3,6	6,2	1,34
AUR 2	373	199	3,75	357	1,87	100	2,7	5	0,96
AUR 3	317	342	3,85	740	0,93	121	3,2	2,9	2,33
AUR 4	298	286	4,24	615	1,04	142	3,3	3,5	2,06
AUR 5	339	221	4,04	628	1,53	119	2,9	4,5	1,85
AUR 6	361	241	5,43	710	1,50	150	2,8	4,1	1,97
AUR 7	310	230	4,73	532	1,35	152	3,2	4,3	1,72
AUR 8	307	213	3,85	571	1,44	125	3,3	4,7	1,86
AUR 9	323	212	3,95	461	1,52	122	3,1	4,7	1,43
AUR 10	312	212	4,50	513	1,47	144	3,2	4,7	1,64

Granite de Vaulry - Cieux - St-Junien (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10 ³	1/Sr x10 ³	Ba/Rb
RT 6281	298	335	3,78	585	0,88	127	3,3	2,9	1,96
RT 6283	303	247	4,91	877	1,23	162	3,3	4,0	2,89
RT 6284	215	260	3,39	677	0,83	158	4,6	3,8	3,15
RT 6286	287	165	3,75	368	1,74	131	3,5	6,1	1,28
RT 1137	205	251	3,43	676	0,82	167	4,9	4,0	3,30
RT 1192	278	88	3,79	250	3,11	138	3,6	11	0,90
C 4	203	252	3,55	641	0,80	175	4,9	4,0	3,16
C 5	207	260	3,53	658	0,80	170	4,8	3,8	3,17
RT 6282*	260	484	4,56	931	0,54	175	3,8	2,1	3,58
RT 6285*	226	271	4,00	653	0,83	177	4,4	3,7	2,89

* : faciès rouge

Granite d'Esse - Hiesse - Confolens (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10 ³	1/Sr x10 ³	Ba/Rb
5826	175	325	3,20	590	0,54	183	5,7	3,1	3,37
5827	114	359	2,39	720	0,32	210	8,8	2,8	6,31
5828	181	270	3,30	840	0,67	182	5,5	3,7	4,64
5829	314	312	3,91	600	1,01	125	3,2	3,2	1,91
5830	332	282	5,48	860	1,18	165	3,0	3,5	2,59
5831	300	166	3,88	260	1,81	129	3,3	6,0	0,87
5832	300	224	3,70	480	1,34	123	3,3	4,5	1,60
E 3	245	390	3,77	620	0,63	154	4,1	2,6	2,53
E 6	265	370	3,70	670	0,72	140	3,8	2,7	2,53
E 9	250	425	3,60	720	0,59	144	4,0	2,3	2,88

Granite de Chirac (Roches totales)

N° échant.	Rb ppm	Sr ppm	K %	Ba ppm	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10	1/Sr x10	Ba/Rb
R 1191	140	556	3,52	1108	0,25	251	7,1	1,8	7,91
CH 1	135	538	3,32	994	0,25	246	7,4	1,8	7,36
CH 2	75	599	1,70	706	0,12	227	13,3	1,7	9,41
CH 3	96	609	3,27	1210	0,16	341	10,4	1,6	12,60
CH 4	63	610	1,53	608	0,10	243	15,9	1,6	9,65
CH 5	148	461	3,04	1016	0,32	205	6,8	2,2	6,86
CH 6	63	612	1,53	552	0,10	243	15,9	1,6	8,76
CH 7	62	455	2,41	960	0,14	389	16,1	2,2	15,48
CH 8	119	568	2,68	996	0,21	225	8,4	1,8	8,37
CH 9	85	554	2,12	946	0,15	249	11,8	1,8	11,13
CH 10	146	565	3,39	1072	0,26	232	6,8	1,8	7,34
CH 11	173	383	3,30	866	0,45	191	5,8	2,6	5,00

Granite d'Availles Limousines (Roches totales)

N° échant.	Rb ppm	Sr ppm	K %	Ba ppm	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb x10	1/Sr x10	Ba/Rb
AV 1	87	510	3,41	1692	0,17	392	11,5	2,0	19,45
AV 2	59	577	1,78		0,10	302	16,9	1,7	
AV 3	82	646	2,21	350	0,13	269	12,2	1,5	5,54
AV 4	204	636	3,85	1396	0,32	189	4,9	1,6	6,84
AV 5	228	630	4,14	1414	0,36	182	4,4	1,6	6,20

Granite d'Aureil (Roches totales)

N° échant.	Rb	Sr	K	Ba	Rb/Sr	K/Rb	1/Rb $\times 10^3$	1/Sr $\times 10^3$	Ba/Rb
RT 6287	247	193	3,52	385	1,28	142	4	5,2	1,56
RT 6288	269	194	3,42	300	1,39	127	3,7	3,7	1,12
RT 6289	229	207	3,41	440	1,11	149	4,4	4,8	1,92
RT 6290	183	334	3,23	590	0,55	176	5,5	3,0	3,22
RT 6291	253	214	3,27	430	1,18	129	4	4,7	1,70
RT 6292	219	254	3,48	480	0,86	159	4,6	3,9	2,19
Au 1	224	227	3,57	470	0,99	159	4,5	4,4	2,10
Au 6	238	216	3,82	410	1,11	160	4,2	4,6	1,72
Au 9	249	229	3,37	420	1,09	135	4	4,4	1,69

ANNEXE III

ANALYSES CHIMIQUES - ÉLÉMENTS MAJEURS -

Analyses nouvelles et références des analyses publiées
utilisées dans ce mémoire

A) MICASCHISTES

9 analyses - C.R.P.G. Nancy - feuilles : Ambazac 1/50 000
Bourganeuf 1/50 000

N° anal.	21	29	121	122	124	125	130	156	158
SiO ₂	64,10	64,90	62,00	63,70	60,30	64,30	65,20	63,90	63,80
Al ₂ O ₃	17,55	16,30	19,00	17,40	19,70	15,80	16,05	18,10	18,70
Fe ₂ O ₃	1,48	1,66	5,81*	6,08*	6,31*	6,14*	6,22*	5,81*	5,80*
FeO	3,30	3,50	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,10	0,09	0,09	0,11	0,07	0,10	0,12	0,10	0,08
MgO	1,70	2,44	1,53	1,63	1,36	2,80	2,18	1,84	1,54
CaO	0,68	1,17	0,43	0,14	0,28	2,21	1,16	0,01	0,19
Na ₂ O	2,09	2,83	1,29	0,81	0,14	2,70	1,60	2,13	1,30
K ₂ O	4,29	3,12	4,71	4,16	5,13	2,55	3,64	4,02	4,74
TiO ₂	0,79	0,73	0,80	0,74	0,83	0,67	0,58	0,77	0,77

* fer total

B) PARAGNEISS

10 analyses - C.R.P.G. Nancy - Feuilles Ambazac 1/50 000
Bourganeuf 1/50 000

N° anal.	25	26	27	28	30	31	101	102	106	120
SiO ₂	65,90	66,20	65,40	67,70	69,00	61,70	65,70	63,40	67,40	68,00
Al ₂ O ₃	16,40	15,70	16,60	15,15	15,20	17,05	15,00	16,60	16,60	16,30
Fe ₂ O ₃	1,40	1,26	1,56	1,22	4,25	2,90	5,68*	6,33*	4,88*	4,22*
FeO	2,40	3,50	3,30	3,40	0,50	3,20	-	-	-	-
MnO	-	0,06	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,12	0,06
MgO	2,66	2,48	2,49	2,11	1,86	2,65	2,66	2,43	1,71	0,97
CaO	1,83	0,85	1,07	1,67	1,42	0,91	1,97	1,41	1,36	0,19
Na ₂ O	3,36	3,02	3,12	3,49	2,84	3,18	3,06	2,14	2,05	1,74
K ₂ O	3,36	2,63	2,93	2,11	2,30	2,36	2,76	4,09	3,02	4,66
TiO ₂	0,72	0,65	0,74	0,61	0,72	0,77	0,69	0,76	0,64	0,71

* fer total

C) ORTHOGNEISS OEILLES (Arc du Thaurion)

6 analyses Clermont

N° analyse	7080	7081	7082	7083	7096	7097
SiO ₂	73,25	73,40	71,60	74,30	68,00	74,20
Al ₂ O ₃	13,10	13,60	14,25	13,10	15,30	13,10
Fe ₂ O ₃	2,05	1,70	1,90	1,70	1,85	1,90
FeO	0,85	0,35	0,70	0,45	2,50	0,35
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	0,85	0,55	1,00	0,70	2,60	0,75
CaO	1,85	1,20	1,05	1,00	2,20	1,35
Na ₂ O	3,05	2,75	2,95	2,40	2,65	3,10
K ₂ O	3,35	4,50	5,50	4,95	3,55	4,45
TiO ₂	0,50	0,25	0,25	0,25	0,45	0,25
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	traces
H ₂ O ⁺	0,45	0,65	0,70	0,90	0,80	0,30
H ₂ O ⁻	0	0	0	0	0	0
Total	99,45	99,10	100,05	99,90	100,05	99,80
Analyste	J. Sérange					
Géochrono,n°	RT 4717	RT 4718	RT 4719	RT 4720	RT 4721	RT 4722

D) ORTHOGNEISS ISOGRANULAIRES

Carrière de Nouaillas (Arc du Thaurion)

6 analyses Clermont

Analyse n°	7098	7099	7100	7101	7102	7103
SiO ₂	71,50	74,30	74,50	73,50	74,50	75,30
Al ₂ O ₃	14,60	14,10	14,05	14,50	13,25	13,75
Fe ₂ O ₃	1,40	1,35	1,10	1,40	1,30	1,70
FeO	1,00	0,80	1,00	1,00	1,00	0,90
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	1,80	0	0,75	0,70	0,70	0,70
CaO	2,00	0,80	0,95	1,15	1,15	0,90
Na ₂ O	3,50	3,35	3,00	3,20	3,00	2,60
K ₂ O	3,95	4,15	4,55	4,20	4,55	3,80
TiO ₂	0,30	0,25	0,20	0,25	0,30	0,35
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,15	0,15	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,25	0,55	0,60	0,75	0,60	0,60
H ₂ O ⁻	0	0	0	0	0	0
Total	100,75	99,80	100,90	100,85	100,50	100,75
Analyste	J. Sérange					
N°Géochrono.	RT 5580	RT 5581	RT 5582	RT 5583	RT 5584	RT 5585

E) ORTHOGNEISS FINS

Carrière - Leptynites de Meuzac -
12 analyses Clermont

Analyse n°	7598	7599	7600	7601	7602	7603
SiO ₂	76,00	76,00	76,00	74,50	76,00	77,50
Al ₂ O ₃	12,90	12,80	12,80	13,90	13,00	12,20
Fe ₂ O ₃ *	2,40	1,60	2,50	1,60	0,90	2,60
MnO	0,03	0,04	0,07	0,04	0,05	0,05
MgO	0,20	0,20	0,30	0,05	0,05	0,25
CaO	1,25	0,95	1,35	0,95	0,85	1,15
Na ₂ O	4,90	3,60	4,00	3,80	3,60	3,45
K ₂ O	2,30	4,00	2,50	4,70	4,60	3,20
TiO ₂	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05	0,10
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁺	0,34	0,41	0,36	0,38	0,43	0,36
H ₂ O ⁻	0,01	0	0,01	0	0,02	0
Total	100,38	99,65	99,99	99,97	99,55	100,86
Analyste	F. Cantagrel, S. Couturié					
N°Géochrono.		R 6456	R 6457		R 6458	R 6459

* Fe₂O₃ = fer total

E) suite

Analyse n°	7604	7605	7606	7607	7608	7609
SiO ₂	77,30	75,00	76,00	75,50	76,00	76,50
Al ₂ O ₃	12,40	13,80	12,50	13,00	12,30	12,70
Fe ₂ O ₃ **	2,10	1,65	1,75	1,20	2,20	1,20
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
MgO	0,20	0,20	0,20	0,05	0,20	0,10
CaO	0,80	0,95	1,10	0,85	0,95	0,85
Na ₂ O	3,20	3,50	3,80	3,30	3,20	3,20
K ₂ O	4,20	5,10	3,30	4,70	3,80	3,90
TiO ₂	0,05	0,10	0,10	0,10	0,15	0,10
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁺	0,44	0,50	0,33	0,32	0,40	0,48
H ₂ O ⁻	0,07	0,11	0,05	0,09	0,05	0,03
Total	100,80	100,95	99,17	99,16	99,29	99,10
Analyste	F. Cantagrel, S. Couturié					
N° Géochrono.	R 6460		R 6461			R 6462

** Fe₂O₃ = fer total

F) DIATEXITES DU THAURION

10 analyses C.R.P.G. Nancy, feuilles { Ambazac
Bourganeuf

N° Anal.	166	167	184	215	217	218	219	220	73	74
SiO ₂	74,90	74,50	75,20	72,50	71,70	72,40	72,10	73,30	73,00	73,10
Al ₂ O ₃	13,40	13,60	12,65	14,20	13,55	13,40	13,85	13,60	13,40	13,70
Fe ₂ O ₃	1,77	0,88	1,68	2,27	2,45	2,21	2,11	2,80	1,98	1,82
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02
MgO	0,19	0	0	0,49	0,44	0,29	0,19	0,29	0,44	0,39
CaO	0,49	0	0,29	0,74	0,78	0,39	0	0,39	0,84	0,59
Na ₂ O	3,15	3,05	3,16	3,10	2,35	2,86	2,16	2,75	3,52	3,60
K ₂ O	4,14	5,32	4,30	5,08	5,55	5,12	6,03	4,82	4,91	4,44
TiO ₂	0,19	0,08	0,16	0,35	0,39	0,31	0,33	0,35	0,26	0,23
Perte feu	1,45	1,36	1,10	1,36	1,78	1,44	1,84	1,65	0,74	1,27
Total	99,71	98,82	98,56	100,12	99,01	98,45	98,62	99,97	99,12	99,16

Fe₂O₃ = fer total

G) LEUCOGRANITES

1) La composition chimique moyenne de ces roches a été calculée à partir des analyses citées dans la bibliographie - Sont données ci-dessous les moyennes par massif ainsi que les références.

	Granite de Cognac	Granite de St- Sylvestre	Granite de la Brême	Granite de Château- ponsac	Granite de Saint- Mathieu	Granite de Blond
SiO ₂	72,46	72,42	71,84	73,03	71,76	73,68
Al ₂ O ₃	14,68	14,75	14,68	14,54	15,20	14,58
Fe ₂ O ₃	1,70	1,72	2,02	1,60	2,11	1,57
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	n.d.
MgO	0,37	0,35	0,45	0,24	0,36	0,12
CaO	0,68	0,45	0,73	0,43	0,76	0,34
Na ₂ O	2,97	3,08	2,97	3,00	3,50	3,98
K ₂ O	5,14	5,13	5,43	5,18	4,77	4,80
TiO ₂	0,22	0,19	0,27	0,18	0,27	0,12
Perte feu	1,58	1,58	1,37	1,37	1,26	-
Total	99,83	99,70	99,79	99,60	100,04	
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)

(1) Moyenne de 136 analyses in (Barbier et Ranchin, 1969, p. 74)

(2) Moyenne de 52 analyses in Ranchin (1971), p. 119

(3) Moyenne de 32 analyses in Ranchin (1971), p. 84

(4) Moyenne de 42 analyses in Ranchin (1971), p. 155

(5) Moyenne de 5 analyses in Carré (1973), p. 52

(6) Moyenne de 35 analyses in Barbier (1967), p. 200

2) Analyses nouvelles réalisées sur le granite de
Châteauponsac - 6 analyses Clermont.

Analyse n°	6615	6616	6618	6619	6620	6621
SiO ₂	72,85	71,25	72,30	71,25	71,65	72,80
Al ₂ O ₃	16,00	15,40	15,60	17,50	15,00	16,00
Fe ₂ O ₃	1,00	1,45	1,55	1,00	1,00	1,05
FeO	n.d.	0,50	0,20	0,35	0,35	0,05
MnO	traces	traces	traces	traces	traces	traces
MgO	0,45	1,20	0,50	0,55	1,05	0,90
CaO	0,55	0,70	0,40	0,50	1,00	0,50
Na ₂ O	3,40	3,20	3,25	3,25	2,95	3,65
K ₂ O	4,65	5,40	5,15	4,55	5,10	4,15
TiO ₂	0,25	0,40	0,30	0,20	0,20	0,20
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,20	0,30	0,25	0,30
H ₂ O ⁺	1,05	0,70	1,00	0,95	0,65	1,00
H ₂ O ⁻	0,15	0,15	0,25	0,15	0,10	0,10
Total	100,55	100,55	100,70	100,55	99,30	100,70
Analyste S. Couturié						
Géochrono n°	5312	5313	5315	5316	5317	5473

3) Analyses de faciès particuliers des leucogranites
extraites de la bibliographie.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	73,57	72,55	70,55	73,59	72,90	71,68
Al ₂ O ₃	15,31	14,81	15,18	14,36	14,46	15,04
Fe ₂ O ₃	0,87	1,88	1,30	1,37	1,38	1,64
MnO	-	0,05	0,06	0,03	0,03	0,01
MgO	0,007	0,77	0,48	0,15	0,25	0,46
CaO	0,68	1,28	0,85	0,57	0,78	1,20
Na ₂ O	4,42	3,55	4,07	3,52	3,48	3,43
K ₂ O	4,09	4,08	5,44	5,03	5,10	5,14
TiO ₂	0,19	0,32	0,29	0,16	0,10	0,26
P ₂ O ₅	-	0,07	0,03	0,34	-	-
Perte au feu	-	1,09	1,10	0,94	0,75	0,91
Total		100,45	99,34	99,72	99,23	99,77

- (1) Granite de Blond, faciès à muscovite seule ; moyenne de 7 analyses in Barbier (1967), p. 200.
- (2) Granite de St-Mathieu, faciès à silicate d'Al et muscovite ; moyenne de 2 analyses in Carré (1973), p. 52.
- (3) Granite de St-Mathieu, type Roussines ; moyenne de 4 analyses in Carré (1973), p. 71.
- (4) Granite de Chateauponsac, sondage CS₁ ; moyenne de 49 analyses in Ranchin (1971), p. 155.
- (5) Granite de la Brême, sondage CS₂, faciès à sillimanite fibreuse ; moyenne de 32 analyses, in Ranchin (1971), p. 84.
- (6) Granite de la Brême, sondage FS, faciès à sillimanite prismatique ; moyenne de 26 analyses, in Ranchin (1971), p. 84.

H) GRANITES MONZONITTIQUES
ET A TENDANCE GRANODIORITIQUE

1) La composition chimique moyenne de ces roches a été calculée à partir des analyses citées dans la bibliographie ou inédites. Sont données ci-dessous les moyennes par massif ainsi que les références.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	68,40	70,31	70,30	70,13	70,52
Al ₂ O ₃	17,06	13,96	15,74	15,77	14,68
Fe ₂ O ₃	1,90	2,52	1,74	1,72	2,30
MnO	0,06	0,05	0,04	0,03	0,06
MgO	0,65	1,07	0,77	0,64	1,18
CaO	1,50	1,53	0,68	1,58	1,96
Na ₂ O	3,90	3,35	3,43	4,16	3,54
K ₂ O	4,55	4,75	5,70	4,28	3,86
TiO ₂	0,35	0,32	0,20	0,24	0,46
P ₂ O ₅	-	-	-	0,12	-
Perte au feu	2,00	1,10	1,10	1,09	0,97
Total	100,17	98,96	99,70	99,76	99,53

- (1) Granite de Vaulry-Cieux ; moyenne de 3 analyses, Chenevoy (1958), Barbier (1967),
- (2) Granite d'Esse Hiesse ; moyenne de 4 analyses, Dutreuil - inédit - Analyse CRPG Nancy.
- (3) Granite d'Auriat ; moyenne de 19 analyses CRPG Nancy, carte Bour-ganeuf.
- (4) Granite d'Aureil ; moyenne de 61 analyses, Ranchin (1971), p. 73.
- (5) Granite de Piégut ; moyenne de 8 analyses, Dutreuil (1971), Carré (1973).

2) Analyses de faciès particuliers des
monzogranites - extraites de la bibliographie

	Granite de Vaulry-Cieux faciès porphyroïde	Granite d'Aureil faciès 2 micas	Granite d'Aureil à muscovite seule texture cataclastique
SiO ₂	72,90	71,49	73,90
Al ₂ O ₃	14,10	15,45	14,88
Fe ₂ O ₃	1,80	1,40	0,99
MnO	0,04	0,03	0,04
MgO	0,85	0,41	0,00
CaO	0,87	1,15	0,48
Na ₂ O	3,02	4,08	3,68
K ₂ O	4,94	4,46	4,38
TiO ₂	0,19	0,20	0,06
Perte au feu	1,37	1,21	1,44
Total	100,18	99,88	99,85
	Moyenne de 3 ana- lyses in Barbier (1967), p. 192	Moyenne de 16 ana- lyses in Ranchin (1971), p. 73	Moyenne de 5 ana- lyses in Ranchin (1971), p. 73.

I) GRANODIORITES TYPIQUES

La composition chimique moyenne a été calculée à partir de 3 analyses inédites (Dutreuil, Université de Limoges) - Analyses C.R.P.G. Nancy.

	Granite de Chirac 2 analyses	Granite d'Availles 1 analyse
SiO ₂	68,51	69,93
Al ₂ O ₃	15,40	14,80
Fe ₂ O ₃	2,80	2,78
MnO	0,07	0,05
MgO	1,62	0,84
CaO	2,58	3,28
Na ₂ O	3,75	3,99
K ₂ O	3,47	2,09
TiO ₂	0,35	0,28
Perte au feu	1,57	0,67
Total	100,12	98,71

A N N E X E I V

TECHNIQUE UTILISEE POUR LA DETERMINATION DES AGES PAR LA METHODE AU STRONTIUM

1 - PRELEVEMENT ET PREPARATION DES ECHANTILLONS

Les prélèvements ont été effectués le plus souvent possible en carrière de manière à obtenir des échantillons sains. Les traces éventuelles d'altération sont éliminées, et le poids des prises après cette opération varie selon la nature de la roche de 4-5 kg à 30 kg environ.

Pour l'échantillon de roche totale, le broyage s'effectue dans des broyeurs à mâchoires. Après quartage, la partie représentative obtenue est mise en poudre grâce à un broyeur à anneaux en carbure de tungstène jusqu'à ce que toute la poudre passe au tamis 150 mesh.

Les minéraux ont été extraits par les méthodes classiques : lévigation, liqueurs denses, séparation magnétique, ultra sons ... La pureté des phases a été contrôlée au binoculaire et dans quelques cas aux Rayons X.

Avant l'extraction chimique du Rb et du Sr, les teneurs des échantillons en ces éléments ont été déterminées par absorption atomique. Cette opération permet de choisir les échantillons de roche totale d'une même formation, dont les rapports Rb/Sr sont les plus différents afin que l'éventuelle isochrone ait la meilleure définition possible.

Après chaque opération de broyage les mâchoires des broyeurs ainsi que les anneaux sont soigneusement nettoyés.

2 - PREPARATION ET CONTROLE DES SOLUTIONS ETALONS ET DES SOLUTIONS STANDARDS

La détermination des teneurs en Rb et Sr par spectrométrie de masse nécessite l'utilisation de la dilution isotopique qui consiste à ajouter une quantité connue d'étalon à une quantité connue d'échantillon.

a) Solutions étalons

Le rubidium étalon utilisé enrichi en ^{87}Rb est fourni sous forme de Rb Cl par "Oak Ridge" USA, lot P.P. 190101. Sa composition mesurée au spectromètre de masse MS_2 est $^{87}\text{Rb} = 98,05 \%$, $^{85}\text{Rb} = 1,95\%$.

Le strontium étalon enrichi en ^{84}Sr également fourni par Oak Ridge, sous forme de $(\text{NO}_3)_2\text{Sr}$, série R.D n°000102 a la composition isotopique suivante : $^{84}\text{Sr} = 99,783\%$, $^{86}\text{Sr} = 0,109 \%$, $^{87}\text{Sr} = 0,019\%$ et $^{88}\text{Sr} = 0,88 \%$. Cet étalon enrichi en ^{84}Sr permet de déterminer sur une seule mesure de l'échantillon sa teneur en Sr et son rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Ces poudres sont dissoutes dans de l'acide HCl 2N pour obtenir des solutions concentrées à environ $60 \mu\text{g/ml}$ pour le Rb et à $8 \mu\text{g/ml}$ pour le Sr . A partir de ces solutions concentrées on prépare des solutions diluées à environ $6 \mu\text{g/ml}$ pour le Rb et $0,8 \mu\text{g/ml}$ pour le Sr . Ces deux solutions sont mélangées volume à volume ; on obtient une solution étalon à environ $3 \mu\text{g/ml}$ pour le Rb et $0,4 \mu\text{g/ml}$ pour le Sr . Les concentrations exactes de cette solution étalon en Rb et Sr sont déterminées par spectrométrie de masse au moyen de solutions standards de Rb et de Sr normaux dont les concentrations sont connues avec précision.

b) Solutions standards

- . On prépare pour le Rb 3 solutions concentrées à partir de 3 pesées précises différentes du même lot de Cl Rb suprapur Merck, par dissolution dans HCl 2 N. La constitution isotopique du Rb est $^{85}\text{Rb} = 72,15 \%$, $^{87}\text{Rb} = 27,85\%$. A partir de ces 3 solutions on prépare 3 solutions diluées de manière à ce que le rapport $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ mesuré sur les mélanges, volume à volume solution étalon, solution standard soient respectivement d'environ 0,9 ; 1 et 1,1.
- . Pour le Sr , $^{84}\text{Sr} = 0,54\%$, $^{86}\text{Sr} = 9,86\%$, $^{87}\text{Sr} = 7,03\%$, $^{88}\text{Sr} = 82,57\%$, on prépare 3 solutions concentrées à partir de 3 pesées précises différentes du même lot de $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$ R.P. Prolabo ; puis 3 solutions diluées à partir de celles-ci telles que les rapports $^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}$ des mélanges volumes à volumes de chacune de ces solutions avec la solution étalon, soient respectivement d'environ : 0,9 ; 1 et 1,1.

Toutes ces solutions sont conservées dans des flacons en polyéthylène.

3 - EXEMPLE DE CALIBRATION DE LA SOLUTION ETALON

Mesures effectuées sur spectromètre de masse MS₂ - Solution étalon du 1/3/75.

Sr simple filament tantale :

E 1018	0,40672
E 1019	0,40442
E 1020	0,40262
E 1021	0,40594
E 1022	0,40429
E 1023	0,40512
E 1024	0,40411
E 1025	0,40471
E 1026	0,40550

$$\bar{M} = 0,40483 \quad \sigma = 0,00118$$

Rb simple filament tantale :

E 1045	2,9327
E 1046	2,9520
E 1047	2,9402
E 1048	2,9290
E 1049	2,9134
E 1050	2,9176
E 1051	2,8899
E 1052	2,9236
E 1053	2,9478

$$\bar{M} = 2,9274 \quad \sigma = 0,0191$$

4 - SEPARATION CHIMIQUE DU Rb et du Sr (voir schéma)

Le Rb et le Sr sont extraits après attaque des échantillons par un mélange HF + HClO₄ en capsule de platine - Après évaporation à sec on ajoute l'étalon.

Le Rb est extrait par précipitation des perchlorates alcalins à froid.
Le Sr est séparé sur des résines échangeuses d'ions (Dowex 50 x 8Ag, 100 - 200 mesh).

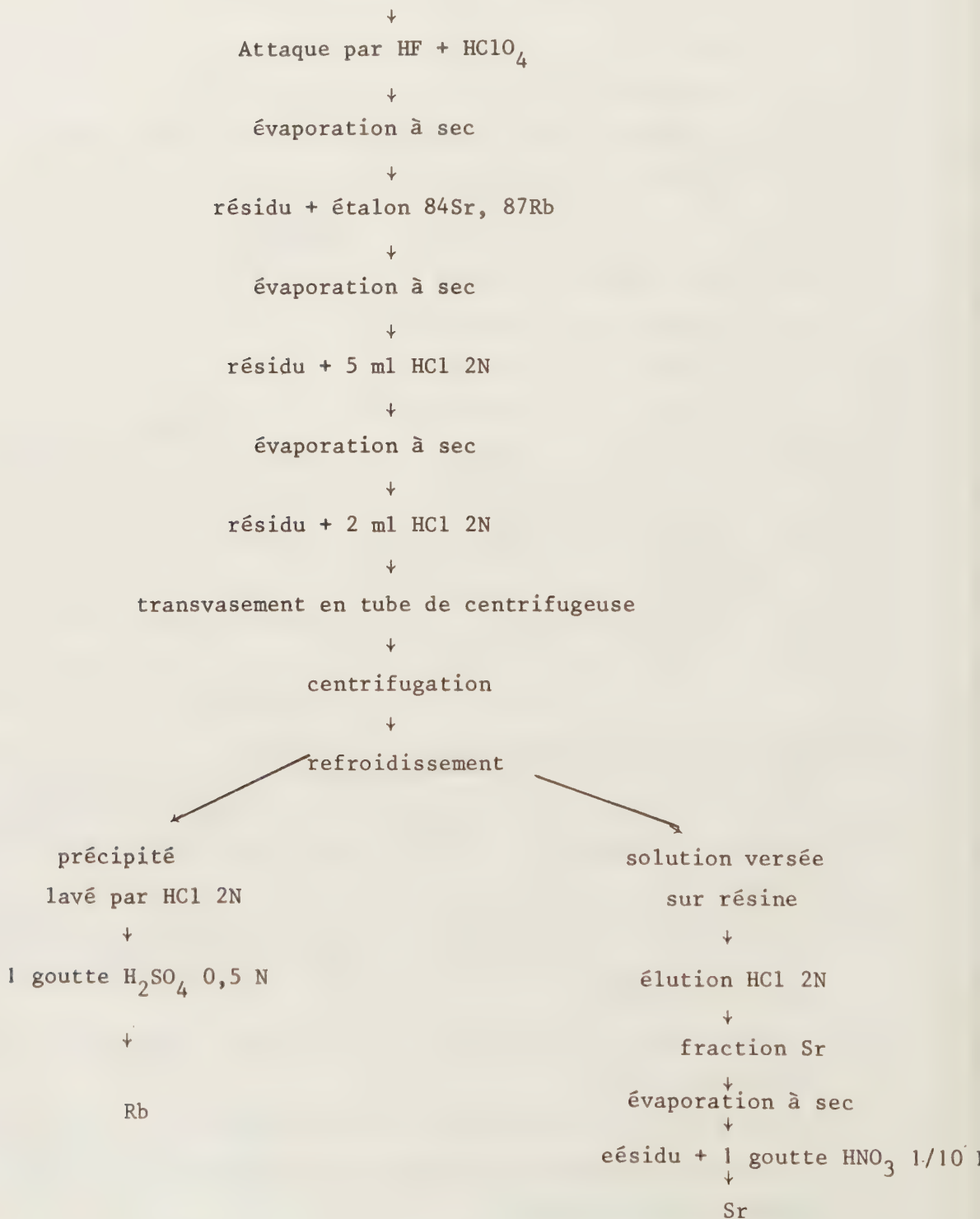
Le poids d'échantillon varie selon les teneurs déterminées au prédosage.
(500 mg à 1 g).

Le poids d'étalon ajouté est calculé de manière à ce que les rapports mesurés au spectromètre de masse soient voisins de 85 Rb/87 Rb $\approx$ 1
(compris entre 0,5 et 3).

Après chaque passage, la résine est lavée avec 100 ml HCl 6N, resédimentée dans HCl 2,5 N; elle est changée au bout de 20 à 25 passages. Toutes les opérations chimiques ont été effectuées par Mme Veschambre technicienne C.N.R.S.

SCHEMA DES OPERATIONS CHIMIQUES

Pesée de l'échantillon : 0,1 à 0,5 g



5 - PRECAUTIONS PRISES CONTRE LA POLLUTION ET LES CONTAMINATIONS

Toutes les opérations chimiques sont effectuées dans une salle à air filtré, légèrement surpressée. Les acides utilisés (sulfurique, nitrique, perchlorique, fluorhydrique, chlorhydrique) sont des produits prolabo R.P. L'eau est déminéralisée et distillée ou bidistillée.

La vaisselle en pyrex est immergée pendant 24 heures dans un bain de détergent spécial pour laboratoires (B_1) puis rincée plusieurs fois à l'eau distillée. Dans les capsules de platine on effectue une fusion au carbonate double de Na et K, puis après un passage dans HCl dilué, les capsules sont rincées à l'eau distillée et grillées.

6 - SPECTROMETRIE DE MASSE

L'appareil utilisé au cours de ce travail est un spectromètre de masse Metropolitan Vickers MS₂ modifié (alimentation, électronique ...) : tube en cuivre à rayon de courbure de 15 cm, électroaimant à angle de 90°, dont le champ peut varier de 600 à 9.400 gauss; haute tension de 2000 volts ; source pour solide ; collecteur simple collection à cage de Faraday, sur lequel est monté le préamplificateur.

Le balayage des masses se fait manuellement ou automatiquement par des variations instantanées du champ magnétique.

Nous avons utilisé pour les analyses des filaments simples : tungstène puis tantale pour le Rb, rhénium puis tantale pour le Sr.

Pour le rubidium, 15 à 20 spectres sont enregistrés par balayage symétrique. Pour le strontium la teneur et le rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ sont calculés à partir de 30 spectres. Les enregistrements sont mesurés à la règle.

7 - CALCULS

Tous les calculs sont effectués sur ordinateur Wang type 700.

. On calcule successivement les rapports : $85\text{Rb}/87\text{Rb}$, $86\text{Sr}/84\text{Sr}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ et $88\text{Sr}/84\text{Sr}$ en éliminant les rapports qui s'écartent de plus de 2 fois de l'écart type de la moyenne. Ces rapports sont affectés de leur erreur-type.

. A partir du rapport $85\text{Rb}/87\text{Rb}$ calcul de teneur en Rb en $\mu\text{g/g}$.

- . Calcul du fractionnement sur les rapports $^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{88}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}$ selon la méthode de Naylor (1968) - voir M. Roques 1973.
- . Calcul du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normalisé
 (L'erreur sur ce rapport est calculée suivant les règles du calcul d'erreurs complexes en admettant : pour les rapports $^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les erreurs relatives sur les rapports mesurés; une erreur relative de 0,5% pour les abondances isotopiques des étalons; et une erreur relative de 0,2% sur le rapport $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré).
- . Calcul de la teneur en Sr.
- . Calcul du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ avec son erreur déterminée de la même manière que pour le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.
- . Calcul de l'âge par isochrone effectué selon la méthode décrite par York (1966). L'erreur sur le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial est l'erreur type.

CONTROLE DE LA METHODE

L'analyse périodique du carbonate de strontium E et A (lot 492327) permet de contrôler la reproductibilité des mesures - Les résultats ci-dessous ont été obtenus pendant ce travail.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normalisés pour un rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$

0,7096

0,7080

0,7071

moyenne = 0,7085

0,7078

0,7089

$\sigma = 0,00063$

0,7088

0,7085

soit
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \frac{1,96 \sigma}{\sqrt{n}}$

0,7086

à 95% de confiance

0,7088

$0,7085 \pm 0,00026$

0,7081

0,7086

0,7083

0,7085

0,7087

0,7093

0,7087

0,7079

0,7095

0,7073

0,7084

0,7086

0,7094

BIBLIOGRAPHIE (*)

- ABBOTT J.T., 1972.- Rb-Sr study of isotopic redistribution in a precambrian mylonite-bearing shear zone Northern Front Range - Colorado. *Geol.Soc.Am.Bull.* 83, 2, p.487-494.
- ALBAREDE F., CONDOMINES M., 1976.- La Géochimie. *Que sais-je ? - Presses Univ. France, Paris*, n°759, 126 p.
- ALDRICH L.T., WETHERILL G.W., TILTON G.R. and DAVIS G.L., 1956.- Half-life of Rb^{87} . *Phys.Review*, 103, 4, p.1045-1047.
- ALLEGRE C.J., 1967.- Introduction à la géochronologie des systèmes ouverts. *Thèse. Paris*.
- ALLEGRE C.J., DARS R., 1965.- Chronologie au rubidium-strontium et granitologie. *Géol.Rundschau*, 55,1, p.226-237.
- ALLEGRE C.J., 1972.- Géochronologie isotopique et développement de la croûte terrestre au cours des temps géologiques. in *Structure et Dynamique de la lithosphère (Allègre et Mattauer édit.)*, Paris, p.375-433.
- ALLEGRE C.J., MICHAUD G., 1973.- Introduction à la Géochimie. *Collection Sup. Presses Univers. de France, Paris*, 218 p.
- ANTHONIOZ P.M., 1961.- Les roches éruptives et métamorphiques de la Basse - Marche. *D.E.S., Univ.Poitiers*, 50 p. + annexes.
- ARMSTRONG R.L., 1968.- A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev.Géophys.* 6,2, p.175-199.
- ARMSTRONG R.L., 1974.- Proposal for simultaneous adoption of new U, Th, Rb and K decay constants for calculation of radiometric dates. *Intern. meeting for Geochr.Cosmochr. and isotope Geology. Paris*.
- ARNOLD A., SCHARBERT H.G., 1973.- Rb-Sr Alterbestimmungen on granuliten der südlichen Böhmischen masse in Osterreich. *Schweiz Min.Petrogr.Mitt.* 53 p.61-78.
- ARTH J.G., 1976.- Behavior of trace elements during magmatic processes - A summary of theoretical models and their applications. *J.Res.U.S. Geol. Surv.*, 4, 1 p.41-47.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G., 1970.- Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau ; cas de la Chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull.Soc.Géol. France*, 7ème série XII, 4 p.673-731.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L., 1974.- L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif Central français) : relation entre les cycles calédoniens et varisques. *Colloque intern.C.N.R.S. "La Chaîne varisque de l'Europe occidentale" Rennes sept.74 - à paraître*.

- AUTRAN A., 1974.- Caractéristiques géologiques du Limousin - Place des granitoïdes dans l'évolution géologique du Limousin. *in Granites acides du Nord Ouest du Massif Central français et minéralisations associées : Guide de l'excursion C de l' I.G.C.P. par L. Burnol - B.R.G.M. p. 9 à 21 et 35 à 37.*
- AUTRAN A., GUILLOT P.L., 1975.- L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif Central français). *C.R.Acad.Sc. Paris*, 280, série D., p.1649-1652.
- BANNO S., MATSUI Y., 1973.- On the formulation of partition coefficients for trace elements distribution between minerals and magma. *Chem. Geol.*, 11,1, p.1-15.
- BARBIER J., 1970.- Zonalités géochimiques et métallogéniques dans le massif de Saint-Sylvestre (Limousin-France). *Miner.Deposita*, 5, 2 p. 145-156.
- BARBIER J., 1967.- Etude pétrographique et géochimique du granite à deux micas des monts de Blond (Limousin, France). *Sciences de la Terre, Nancy*, XII, 3 p.183-206.
- BARBIER J., RANCHIN G., 1969.- Zonalité pétrographique et géochimique dans le massif granitique de Saint-Sylvestre. *in "Géologie de l'uranium dans le massif granitique de St Sylvestre (Limousin, Massif Central français)". Rapport C.E.A. R 3684 p.57-113, ou Sciences de la Terre - Nancy - Mémoire n°15.*
- BATEMAN P.C, CLARCK L.D., HUBER N.K., MOORE J.G., RINEHART C.D., 1963.- The sierra Nevada batholith. A synthesis of recent work across the central part. *U.S.Geol.Surv.Prof. pap.* 414 D, p.1-44.
- BAZOT G., 1970.- L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif Central français. La couverture oligocène et les ressources thermales et minérales. *Thèse spécialité Petrographie. Univ.Clermont*, 178 p. + annexes.
- BELL K., 1968.- Age relations and provenance of the Dalradian séries of Scotland. *Géol.Soc.Am.Bull.*, 79,9 p.1167 - 1193.
- BELL K., POWEL J.L., 1969.- Strontium isotopic studies of alkalie rocks : the potassium rich lavas of the Birunga and Toro - Ankole regions, East and Central Equatorial Africa. *J.Petrol.*, 10,3, p.536-572.
- BERNARD-GRIFFITHS J., DUTHOU J.L., 1973.- New Rb-Sr ages of metamorphic rocks from the Limousin area (Western part of Massif Central, France). *III Europ.Colloq.Geochron.Cosmochron. and Isotope Geology. (E.C.O.G. III); Oxford.*
- BERNARD-GRIFFITHS J., 1975.- Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas Limousin (Massif Central français). *Ann.Scientif.Univ. Clermont*, 55,27, 243 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L., 1974.- Present status of the radiometric data in the Massif Central (France). *Int.Meet. Geochron.Cosmochron. Isotope Geology., Paris.*
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L., 1977.- Radiometric evidence for an acadian tectono metamorphic event in western Massif Central français. *Contr.Petrol.Minér.* 61, p.199-212.

- BERTHELOT M., 1872.- On the law which governs the distribution of a substance between two solvents. *Ann.Chim.Phys.* 4th Serv., 26 p.408-417.
- BOTTINO M.L. and FULLAGAR P.D., 1968.- The effects of weathering on whole rock Rb-Sr ages of granitic rocks. *Am. J.Science*, 266 p.661-670.
- BROWN P.E., MILLER J.A., 1969.- Interpretation of isotopic ages in orogenic belts, in *Time and Place in Orogeny* (Kent et al. éd.) Spec. Pub. n°3 Geol.Soc.London, p.137-155.
- BUDDINGTON A.F., 1959.- Granite emplacement with special reference to North America. *Geol.Soc.Am.Bull.* 70,6, p.671-747.
- BURNOL L., 1971.- Relations entre les caractéristiques géochimiques des leucogranites du Haut Limousin (Massif Central français) et leurs minéralisations en beryllium, lithium, étain, tungstène, or et uranium. *B.R.G.M.*, 71 RME 025 RMM.
- BURNOL L., 1974.- Géochimie du béryllium et types de concentration dans les leucogranites du Massif Central français. *Mémoire B.R.G.M.*, n°85, 168 p + annexes.
- CANTAGREL J.M., 1973.- Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : Application au Massif Central français et à l'Aleksod, Sahara algérien. *Ann.Scientif. Univ. Clermont*, 50, 24, 282 p.
- CAPDEVILLA R., CORRETGE C., FLOOR P., 1973.- Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bull.Soc.Géol.France*, 7ème série XV, 3.4, p.209-228.
- CARRE C., 1973.- Etude géologique des formations cristallophylliennes et granitiques à l'Ouest et au sud de Chalus (Haute-Vienne). *Thèse. Spécialité Géol.*, Univ. Cl.Bernard-Lyon, 108 p.
- CHARLOT R., 1974.- Nouvelles données sur l'ouverture des systèmes Rb-Sr des rhyolites du Précambrien de l'Anti Atlas marocain. *Trav.lab. Géol. Rennes*.
- CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A., TISSERANT D., 1970.- Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes Serv. Maroc*, 30,225, p.99-134.
- CHENEVOY M., 1958.- Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie Nord-Ouest du Massif Central français. *Mém.Expl. Carte Géol. France - Imp.Nat. Paris*, 428 p.
- CHENEVOY M., 1974.- Le Massif Central. in *Géologie de la France - 1 Vieux massifs et grands bassins sédimentaires*. Doin, éd.Paris. p.162-228.
- CHENEVOY M. et RAVIER J., 1971.- Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. in *Symposium J.Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Plein-Air Service. Ed.Clermont-Ferrand, p.109-132.
- CHENEVOY M. et RAVIER J., 1972.- Les grands ensembles cristallophylliens et granitiques du Massif Central français. 24th Int.Geol.Congr. Montréal 1972 - Section 2 p.123-134.

- CHENEVOY M., PIBOULE M., 1974.- Un schéma structural du Haut Limousin métamorphique, Massif Central français. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 279, série D, pp.1155-1158.
- CLARK S.P., JÄGER E., 1969.- Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Ann.Journ.Sci.*, 267, p.1143-1160.
- CLAUER N., BONHOMME M., 1970.- Datation rubidium strontium dans les schistes de Steige et la série de Villé (Vosges). *Bull.Serv.Carte Géol. Alsace-Lorraine*, 23, 3-4, p.191-208.
- COGNÉ J., 1960.- Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale - Le domaine de l'Anticlinal de Cornouailles. *Mem.explic.carte géol.France, Imp.Nationale, Paris*. 382 p. + planches et cartes hors texte.
- COLLOMP P., 1969.- Orogenèses superposées et datations stratigraphiques dans les régions hercyniennes métamorphiques du sud de la France. In "Age relations in high grade metamorphic terrains". *Geol. Assoc. Canada. Spec. paper n°5*, p.89-104.
- COMPSTON W., JEFFERY P.M., 1961.- Metamorphic chronology by Rb/Sr method. *Ann. New-York Academ.Sci.*, 91, 2 p.185-191.
- CONSOLMAGNO G.J., DRAKE M.J., 1976.- Equivalence of equations describing trace element distribution during equilibrium partial melting. *Geochim.Cosmochim.Acta* 40, 11 p.1421-1422.
- DASCH E.J., 1969.- Strontium isotopes in weathering profiles, deep sea sediments and sedimentary rocks. *Geochim.Cosmochim.Acta* 33, 12, p.1521-1552.
- DASCH E.J., 1969.- Strontium isotope disequilibrium in a porphyritic alkali basalt and its bearing on magmatic processes. *J.Geophys.Res.* 74, 2, p.560-565.
- DAVIS G.L., HART S.R., ALDRICH L.T., KROGH R.E., MUNIZAGA F., 1966.- Geochronology of the Greenville province in Ontario-Canada ; Rb/Sr Chronology of the granitic rocks southeast of Sudbury, Ontario. *Carnegie Inst.Year Book* 65 p.379-386.
- DEWEY J.F., BIRD J.M., 1970.- Mountain belts and the new global tectonics. *J.Geophys.Res.* 75, 14, p.2625-2647.
- DIDIER J., 1964.- Etude petrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Annales Fac.Sc. Univ.Clermont* 23, 254 p.
- DIDIER J., 1973.- Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *Elsevier Company*. 393 p.
- DIDIER J. et LAMEYRE J., 1969.- Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib.Minér. Petrol.* 24, p.212-238.
- DIDIER J., LAMEYRE J., 1971.- Les roches granitiques du Massif Central français. in *Symposium J.Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. *Plein Air Service, édit. Clermont-Ferrand*, p.133-156.
- DIDIER J., LAMEYRE J., 1972.- Répartition géologique et signification des granites rouges. *C.R.Acad.Sc.Paris*, tome 274 série D n°8, p.1135-1138.

- DIDIER J., LAMEYRE J., 1974.- Le Noyau arverne du Massif Central français dans l'orogénèse varisque. *Colloque Interne C.N.R.S. "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale"*, Rennes, à paraître.
- DIDIER J., LAMEYRE J., VIALETTE Y. 1973 .- Les granitoïdes hercyniens du Massif Central. *Bull.Soc.Géol.France*, 7ème série, XV, 3-4. p.271-273.
- DODSON M.H., 1973.- Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Petr. Min.* 40,3, p.259-274.
- DOE B.R., 1968.- Lead and strontium isotopic studies of cenozoic volcanic rocks in the Rocky mountain region - a summary. *Quart. Colorado. School Mines.* 63 p.149-174.
- DUPUY C., 1968.- Rubidium et caesium dans biotite, sanidine et verre des ignimbrites de Toscane (Italie). *Chem.Géol.*, 3,4 p.281, 291.
- DUPUY C., 1970.- Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Exemple : les Roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium septentrional (Italie). *Thèse Univ. Montpellier - Fac.Sciences*, 339 p.
- DUPUY Cl., ALLEGRE C.J., 1972.- Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de rejuvenation crustale. *Geochim. Cosmoch.Acta* 36,4, p.437-438.
- DUTHOU J.L., VIALETTE Y., 1972.- Age namurien du leucogranite de Saint-Sylvestre - Saint Goussaud - Haut-Limousin (Massif Central français).. *C.R.A.S. série D* 274,5, p.650-652.
- DUTHOU J.L., 1976.- Rb-Sr ages of granites and anatectic granites from the Limousin (French Massif Central). *IV Europ.Colloq.Geochron.Cosmochron and Isotope Geology (ECOG IV)* . Amsterdam p.30.
- DUTHOU J.L., 1974.- Ages Rb-Sr de la chaîne granitique de Haute Vienne (granites de la Brême, de Châteauponsac et de St Sylvestre), Massif Central français. *2ème réunion annuelle Sciences de la Terre- Nancy - Pont à Mousson*, p.157.
- DUTHOU J.L., BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., 1976.- Anatexie dévonienne des orthogneiss du Haut Limousin. *4ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris*, p.157.
- DUTREUIL J.P., 1971.- Etude préliminaire des massifs granitiques en Haut Limousin (Massif Central français). *Bull.Soc.Géol.France*, 7, XIII, 3-4, p.272-282.
- DUTREUIL J.P., 1974.- Etude des massifs granitiques de l'Ouest du Limousin. *Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris*, p.178.
- DUTREUIL J.P., 1974.- Contribution à l'étude de la partie ouest du Nord Limousin : Les granitoïdes du Confolentais. *Travaux Lab.Géologie. UER Sciences Limoges*, 4p + 1 carte.
- EL BOUSEILY A.M., EL SOKKARY A.A., 1975.- The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geol.* 16,3, p.207-219.
- EVERDEN J.E., KISTLER R.W., 1970.- Chronology of emplacement of mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada. *U.S.Geol.Surv.Prof. paper*, 623, 42 p.

- EWART A., STIPP J.L., 1968.- Petrogenesis of volcanic rocks of the central north Island, New Zealand, as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and Sr, Rb, K, U and Th abundances. *Geochim.Cosmochim.Acta* 32, p.699-736.
- FAURE G., HURLEY P.M., 1963.- The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt : Application to the origin of igneous rocks. *J.Petrol.*, 4, p.31-50.
- FAURE G., POWELL J.L., 1972.- Strontium isotope geology. *Mineral, Rocks and inorganic materials - Springer Verlag ed.*, 188 p.
- FITCH J.F., MILLER J.A., MICHELL J.C., 1969.- A new approach to radio-isotopic dating in orogenic belts. in *Time and Place in Orogeny* (Kent et al. ed.). *Spec. Pub.*, n°3 *Geol.Soc.London*, p.157-195.
- FLOC'H, 1973.- Contribution à l'étude des arcs de migmatites stratoïdes. *Réunion Annuelle Sciences de la Terre. Paris*, p.175.
- FLOC'H, 1974.- Données nouvelles sur la lithologie et les déformations dans la partie occidentale de l'Arc du Thaurion (Limousin, Massif Central français). *2ème Réunion annuelle Sciences de la Terre. Nancy, Pont-à-Mousson*, p.186.
- FLYNN K.F., GLENDENIN L.E., 1959.- Half-life and beta spectrum of Rb^{87} . *Phys.Review*, 116,3, pp.741-748.
- FULLAGAR P.D., LEMMON R.E., RAGLAND, P.C., 1971.- Petrochemical and geochronological studies of plutonic rocks in the southern Appalachians : Part I, the Salisbury pluton. *Geol.Soc.Am.Bull.* 82,2, p.409-416.
- FULLAGAR P.D., SHIVER W.S., 1973.- Geochronology and petrochemistry of the Embudo granite, New Mexico. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 84,8, p.2705-2712.
- GAGNY C., 1969.- Le calcul des analyses modales en pétrologie. Exposé et champ d'application des différentes méthodes. *Annales du Centre Enseign. Sup. Brazzaville*, p.104-123.
- GAST P.W., 1968.- Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 32, 10, p.1057-1086.
- GAUTSCH J.P., 1958.- Etude géologique du district uranifère limousin, au Nord de la Gartempe et métallogénie de l'uranium dans cette zone. *Dipl.Et. Sup. Geologue prospect.Fac.Sciences, Paris*. 82 p. plus planches.
- GAUTHIER J.Cl., 1974.- Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale (Massif Central français) - 2ème partie, Géochimie des alcalins rares. *Sciences de la Terre, Nancy, XIX*, 2 p.119-151.
- GEBAUER D., GRUNENFELDER M., 1974.- Rb-Sr whole rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, Paleozoic sediments in Southern France (Montagne Noire). *Contrib.Mineral.Petrol.* 47, pp.113-130.
- GEOLOGICAL SOCIETY PHANEROZOIC TIME SCALE, 1964.- Summary of the Phanerozoic time scale. *Quart.J.Geol.Soc.London*, 120 S, p.160-162.
- GIBSON I.L., WALKER G.P.L., 1963.- Some composite rhyolite/basalte lavas and related dykes in eastern Iceland. *Proc.Geol.Assn.* 74, p.301-318.

- GILLULY J., 1965.- Volcanism, tectonism and plutonism in the Western United States. *Geol.Soc.Am. Spec.pap.* 80, 69 p.
- GRAUERT B., 1969.- Die entwicklungsgeschichte des silvretta-kristallins auf grund radiometrischer alterbestimmungen. *Thèse, Université de Berne*, 166 p.
- GRAUERT B., HÄNNY R., SOPTRAJANOVA G., 1974.- Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region : The moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, eastern Bavaria, Germany. *Contr.Mineral.Petrol.* 45,1. p.37-63.
- GREENLAND L.P., 1970.- An equation for trace element distribution during magmatic crystallization. *Am.Miner.*, 55, 3-4, p.455-465.
- GRIBBLE C.D., O'HARA M.J., 1967.- Interaction of basic magma with pelitic material. *Nature*, 214, p.1198-1201.
- GUILLOT P.L., 1973.- Données nouvelles sur la géologie des formations cristallophylliennes du domaine de l'anticlinal de Tulle (Bas Limousin). *Réunion annuelle Sciences de la Terre, Paris*, p.217.
- GUILLOT P.L., 1974.- Tectonique polyphasée dans les schistes cristallins du Bas Limousin. *2ème Réunion annuelle Sciences de la Terre. Nancy - Pont-à-Mousson*, p.203.
- GUILLOT P.L., DOUBINGER J., 1971.- Découverte d'Acritarches dans les schistes sériciteux de Genis (Dordogne). *C.R.Acad.Sc.Paris, série D*, 272, 22, p.2763-2764.
- GUILLOT P.L., LEFEVRE J., 1975.- Découverte de Conodontes dans le calcaire a entroques de Genis en Dordogne (série métamorphique du Bas Limousin). *C.R. Acad.Sc.Paris, série D.*, 280, 13, p.1529-1530.
- HALPERN M., 1973.- Regional geochronology of Chile, south of 50° latitude. *Geol.Soc.Am. Bull.* 84,7, p.2407-2422.
- HAMET J., 1975.- Etude systématique par la méthode 87Rb-87Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. *Thèse - Université Paris*, 6 et 7, 248 p. + Cartes hors texte.
- HAMET J., ALLEGRE C.J., 1972.- Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode 87Rb - 87Sr. *Contr.Min.Pétri.*, 34,3, p.251-257.
- HAMET J., DELCEY R., 1971.- Age, synchronisme et affiliation des roches rhyolitiques de la province pyrito-cuprifère de Baixo-Alentejo (Portugal). *C.R. Acad.Sc.Paris, série D*, 272, 17, p.2143-2146.
- HAMILTON W., MEYERS W.B., 1967.- The nature of batholiths. *U.S.Geol.Surv. Prof pap.* 554C, p.1-30.
- HANSON G.N., GRUNENFELDER M., SOPTRAYANOVA G., 1969.- The geochronology of a recrystallised tectonite in Switzerland - the Roffina gneiss. *Earth Plan.Sci.Letters*, 5,6, p.413-422.
- HART S.R., BROOKS C., 1974.- Clinopyroxene-matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 12, p.1797-1806.
- HART S.R., DAVIS G.L., STEIGER R.H., TILTON G.R., 1968.- A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologie changes induced by contact metamorphism. *In Radiometric dating for Geologists (E.I. Hamilton RM FARQUHAR) - Interscience publishers*, pp.73-110.

- HEDGE C.E., HILDRETH R.A., and HENDERSON W.T., 1970.- Strontium isotopes in some cenozoic lavas from Oregon and Washington. *Earth Planet.Sci. Letters*, 8, 6, p.434-438.
- HEIER K.S., ADAMS J.A.S., 1964.- The geochemistry of the alkali metals. in *Phys.Chem.Earth* (Ahrens L.H., Press F, Runcorn S.K et Urey H.C édit.) Pergamon Press, 5, p.253-281.
- HEIER K.S., COMPSTON W., 1969.- Interprétation of Rb-Sr age patterns in high-grade metamorphic roches, North Norway. *Nordisk Geol.Tidssk*, 49, p.257-283.
- HEIER K.S., BILLINGS G.K., 1970.- Rubidium. in *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl K.H. éd.) Springer Verlag, p.37.
- HEIER K.S., BILLINGS G.K., 1970.- Potassium. in *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl K.H. ed.) Springer Verlag, p.19.
- HERTOGEN J., GIJBELS R., 1976.- Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochim. Cosmochim Acta*, 40, 3, p.313-322.
- HOFMANN A., 1972.- Effect of regional metamorphism on the behavior of Rb and Sr in micas and whole rock systems of the Belt series, Northern Idaho. *Carnegie Inst. Year Book* 71, p.559-563.
- HOFMANN A., GRAUERT B., 1973.- Rb-Sr systematics in progressively metamorphosed pelitic schists of northern Idaho, USA. *III Europ.Colloq.Geochem. Cosmochron. and Isotope Geology (ECOG III) Oxford*.
- HOFMANN A., KÖHLER H., 1973.- Whole rock Rb-Sr ages of anatectic gneisses from the Schwarzwald, SW Germany. *N Jb.Mineral.Abh*, 119, 2, p.163-187.
- HUNZIKER J.C., 1970.- Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geol.Helv.*, 63, 1, p.151-161.
- HURLEY P.M., 1969.- Rb-Sr isotopic investigation of crater rocks of possible impact origin. *Annual Report M.I.T.*, 1381-17, p.27-30.
- HURLEY P.M., HUGHES H., FAURE G., FAIRBAIRN H.W., PINSON W.H., 1965.- Radiogenic strontium-87 model of continent formation. *J.Geophys.Res.* 67, 13, p.5315-5334.
- HURLEY P.M., FAIRBAIRN H.W., FAURE G., PINSON JR W.H., 1963.- New approaches to geochronology by strontium isotope variations in whole rocks. *Radioactive dating - I.A.E.A.*, p.201-217.
- JÄGER E., NIGGLI E., 1967.- Geological meaning of Rb-Sr age results as studied on samples from the central Alps. in *Radioactive dating and methods of low level counting*. I.A.E.A., Vienne, 1967, p.509-514.
- JÄGER E., 1970.- Rb-Sr systems in different degrees of metamorphism. *Eclogae geol.Helv.*, 63, 1, p.163-172.
- JÄGER E., 1971.- The history of central and western Europe. *Rend.Soc.Italiana. Miner.Petrol.* XXVII, p.241-247.
- JEAMBRUN M., 1957.- Etude géologique des terrains cristallins à l'ouest de Rochechouart (Haute-Vienne). *Dipl.Géol.Petrographie, Univ.Clermont* 78 p. + 1 carte hors texte.
- JUNG J., 1954.- Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Ann.Hebert et Haug*, t VIII, p.245-248.

- JUNG J. et ROQUES M., 1936.- Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. *Rev.Sc.Nat.Auvergne. Clermont*, 2, 1-2, p.38-85.
- JUNG J. et ROQUES M. 1952.- Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull.Serv.Carte Géol.France*, 50, 235, pp.1-62.
- KAPLAN G., 1968.- Analyse géochronologique de quelques roches plutoniennes de la péninsule du Cap York (Queensland-Australie). *Bull.Centre Rech.Pau. SNPA*, 2, p.399-409.
- KÖHLER H., MÜLLER-SOHNUS D., CAMMANN K., 1974.- Rb-Sr Alterbestimmungen an Mineral und gesteinsproben des Leuchtenberger und Flossenbürger granits, N.E. Bayern. *N.Jb Miner.Abb.*, 123, 1, p.63-85.
- KROGH T.E., 1964.- Strontium isotopic variation and whole rock isochron studies in the Greenville Province of Ontario. *Annual Report, M.I.T 1381-12*, p.73-124.
- KROGH T.E., DAVIS G.L., ALDRICH L.T., HART S.R., STUEBER A., 1967.- Geological history of the Greenville Province. *Carnegie Inst.Year Book 66*, p.528-536.
- KROGH T.E., DAVIS G.L., 1970.- Paragneiss studies in the Georgian bay area, 90 km southeast of the Greenville front. *Carnegie Inst. Year Book 69*, p.339-341.
- LABERNARDIERE H., 1970.- La tectonique cassante du socle hercynien dans la région de Bourgneuf (Nord Ouest du Massif Central français). *Bull.B.R.G.M., 2ème série*, 1 p.29-33.
- LAMEYRE J., 1966.- Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann.Fac.Sciences Univ.Clermont*, 29, 12, 264 p.+ planches.
- LAMEYRE J., 1975.- Roches et Minéraux - 2 : les formations. *Doin édit.Paris*, 352 p.
- LANCELOT J.R., ALLEGRE C.J., 1974.- Origin of carbonatitic magma in the light of the Pb- U - Th isotope system. *Earth Plan.Sc.Letters* 22,3, p.233-238.
- LANPHERE M.A., WASSERBURG G.L., ALBEE A.L., TILTON G.R., 1964.- Redistribution of strontium and rubidium isotopes during metamorphism. World Beater complex, Panamint Range, California. *Isotopic and Cosmic Chemistry. Editions : Graig, Miller, Wasserburg - North Holland Cy.Publ.Amsterdam* p.269-320.
- LA ROCHE H. de, 1964.- Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sciences de la Terre, Nancy, Fr, IX*, 3p.293-337.
- LA ROCHE H. de, AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B., 1974.- Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique. *Bull. B.R.G.M., 2ème série, section IV*, 2, p.109-124.
- LEUTWEIN F., 1965.- Les caractéristiques géochimiques de l'évolution des gisements d'étain et de wolfram de l'Erzgebirge (Allemagne). *Sciences de la Terre, Nancy, X*, 1 p.35-78.
- LYONS P.C., 1976.- I.U.G.S., Classification of granitic rocks : a critique. *Geology*, 4, 7- p.425-426.

- LYONS J.B., FAUL H., 1968.- Isotope geochronology of the Northern Appalachians. *in Studies of Appalachian Geology Northern and Maritime* (Zen et al ed.) p.305-318.
- MALLARD E., 1865.- Carte géologique de la Haute Vienne. *Limoges* (1865).
- MARQUAIRE CH., MOREAU M., 1969.- Esquisse géologique du Nord Limousin et répartition des minéralisations uranifères. *Sciences de la Terre - Nancy-Mémoire n°15* - p.7-40.
- MATHIEU G., 1971.- Les arêtes synclinales d'Ordovicien de part et d'autre du seuil du Poitou. *Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, 1971. Mémoire BRGM, 73*, p.329-336.
- MEHNERT K.R., 1968.- Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publish Company*, 393 p.
- MENOT R. 1973.- Etude géologique des formations cristallophylliennes situées au Nord de Chalus (Haute-Vienne) Massif Central. *Thèse spécialité 3ème Cycle, Univ. Cl. Bernard, Lyon*. 263 p. + 1 vol. planches.
- MERGOIL-DANIEL J., 1970.- Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Univers. Clermont*, 42-20 305 p.
- MONDY J., 1973.- Etude géologique des formations cristallophylliennes des environs de Chalus (Haute-Vienne) Massif Central. *Thèse spécialité 3ème Cycle Univ. Cl. Bernard, Lyon*. 1 vol., 155 p.
- MOORBATH S., 1975.- Geological interpretation of whole rock isochron dates from high grade gneiss terrains. *Nature*, 255, p.391.
- MOORBATH S., BELL J.D., 1965.- Strontium isotope abundance studies and Rubidium-Strontium age determinations on tertiary igneous rocks from the Isle of Skye North West Scotland. *J. Petrol.*, 6, 1, p.37-66.
- MOUTHER B., 1976.- Lithostratigraphie et métamorphisme des formations cristallophylliennes de la région de Châteauneuf-la-Forêt (Haut Limousin) Massif Central français. *Thèse spécialité 3ème Cycle - Univ. Cl. Bernard Lyon*, 161 p. + annexes.
- NAYLOR R.S., 1968.- Data reduction equations for isotope dilution analysis. *Rapport M.I.T., n°1381-16.*, p.141-144.
- NAYLOR R.S., 1971.- Acadian orogeny : An abrupt and brief event. *Science*, 172, p.558-560.
- NERNST W., 1891.- Distribution of a substance between two solvents and between solvent and vapor. *2. Phys. Chem.*, 8 p.110-139.
- NEUMANN H., MEAD J., VITALIANO, 1954.- Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 6, 2/3 p.90-99.
- NEUMANN W., HUSTER E., 1972.- Neubestimmung der halbwertszeit des 87 rubidiums durch vergleich von messungen an den getrennten isotopen 87Rb und 85 Rb. *Z. Naturforsch.*, 27a, p.862-863.
- NICOLAYSEN L.O., 1961.- Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 91, art. 2, p.198-206.
- NOKKOLDS S.R., ALLEN R., 1953.- The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 3 p. 105-142.

- PAPANASTASIOU D.A., WASSERBURG G.J., 1969.- Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small times differences in the formation of planetary objects. *Earth. Planet.Sci.Letters* 5, p.361-376.
- PERRY E.A., TUREKIAN K.K., 1974.- The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales. *Geochim. Cosmochim Acta*, 38, 6, p.929-935.
- PETERMAN Z.E., HEDGE C.E., BRADDOCK W.A., 1968.- Age of precambrian events in the northeastern Front Range, Colorado. *J.Geoph.Res.* 73,6,p.2277-2296.
- PETERMAN Z.E., HEDGE C., COLEMAN R.G., SNAVELY P.D.Jr, 1967.- Sr^{87}/Sr^{86} ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magmas in orogenic belts. *Earth Plan.Sci.Letters* 2, p.433-439.
- PETERMAN Z.E., HEDGE C., 1974.- Strontium. in *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl K.H. ed.) Springer Verlag p.38.
- PHILPOTTS J.A., SCHNETZLER C.C., 1970.- Phenocryst-matrix partition coefficients for K,Rb,Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34,3,p.307-322.
- PIBOULE M., COFFRANT D., 1975.- Une application de l'analyse discriminante multivariable à la définition géochimique des principaux types de metabasites du Limousin. *C.R.Acad.Sci. Paris, série D*, 280 p.391-394.
- PIBOULE M., DUTHOU J.L., 1976.- Nouvelles données géochimiques relatives à quelques orthoamphibolites du Limousin (Massif Central français). *C.R. Acad.Sci.Paris, série D*, 282, p.337-340.
- PIDGEON R.T., 1967.- A rubidium strontium geochronological study of the Willyama complex, Broken Hill, Australia. *J.Petrol.* 8,2,p.283-324.
- PIDGEON R.T., COMPSTON W., 1965.- The age and origin of the Cooma granite and its associated metamorphic zones, New South Wales. *J.Petrol.* 6,2, p.193-222.
- PIWINSKII A.J., 1968.- Experimental studies of igneous rocks series, central Sierra Nevada batholith, California. *J.Geol.* 76,5, p.548-570.
- PIWINSKII A.J., WYLLIE P.J., 1968.- Experimental studies of igneous rock series : a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon, *J.Geol* 76,2, p.205-234.
- PIWINSKII A.J., WYLLIE P.J., 1970.- Experimental studies of igneous rock series : felsic body suite from the Needle point pluton Wallowa batholith, Oregon. *J.Geol* 78,1, p.52-76.
- PLATEN von H., 1965.- Kristallization granitischer schmelzen. *Beitrag.Mineral. Petrogr.* 11,4, p.334-381.
- PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H., VERDURMEN E.A.Th, VERSCHURE R.H., 1973. Rb-Sr investigations on precambrian granites, granitic gneisses and acidic metavolcanics in central Telemark : Metamorphic resetting of Rb-Sr whole rock systems. *Norges geol.Unders* 289,p.37-53.
- PUCHELT H., 1972.- Barium. in *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl K.H. edit.) Springer Verlag, p.56.
- PUSHKAR P., 1967.- Isotopic composition of strontium in Central American ignimbrites. *U.S.A.E.C. Progress Report n° COO 689-76*, p.43-62.

- RAGLAND P.C., BUTLER J.R., 1972.- Crystallization of the West Farrington pluton, North Carolina, U.S.A. *J.Petrol.* 13,3, p.381-404.
- RAGUIN E., 1927.- Contribution à l'étude de la tectonique de la région Ouest du Massif Central français. *Bull.Serv.Carte Géol.Fr.*, t.30, n°164, p.419-477.
- RAGUIN E., 1966.- Sur la classification des granites et l'importance des granites de cratons. *C.R. Acad.Sc. Paris*, 262, p.333-336.
- RANCHIN G., 1971.- La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin. *Sciences de la Terre, Nancy*, mémoire n°19, 394 p + 1 carte hors texte.
- RAVIER J., CHENEVOY M., 1966.- Les granites à muscovite du mont Pilat (Massif Central). *Bull.Soc.Géol.France*, 7ème série, VIII, 1, p.133-149.
- RAYLEIGH J.W.S., 1896.- Theoretical considerations respecting the separation of gases diffusion and similar processes. *Phil.Mag.* 42, p.493-498.
- READ H.H., 1956.- The granite controversy. *Thomas Murby and C°edit..London*.430 p.
- ROBLOT M.M., 1972.- Sur l'âge paléozoïque du socle français entre la Cornouaille et les Cévennes. *C.R. Acad.Sc.Série D.*, 275, n°9, p.955-957.
- RODGERS J., 1970.- The tectonics of Appalachians. *Wiley intersci. New York*,271 p.
- ROQUES M., 1941.- Les schistes cristallins de la partie sud ouest du Massif Central français. *Mém.Serv.Carte Géol. France*, 530 p.
- ROQUES M., 1971.- Structure profonde du Massif Central.in *Symposium J.Jung. Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Plein Air Service ed. Clermont-Fd*,p.17-32.
- ROQUES M., 1971.- Massif Central et Montagne Noire. *Encycl.Universalis, Paris*, 7 p.241-243.
- ROQUES M., 1973.- Utilisation de l'étalon ^{84}Sr pour les mesures d'âges au strontium. *Travaux Départem^t.Géol. et Minér. Univ. Clermont - Série Documentation n°11 pages*, 7 pages.
- SHAND S.J., 1943.- Eruptive rocks. 2nd edition - Murby-London, Wiley New-York, 444 p.
- SHAW D.M., 1968.- A review of K-Rb fractionation trend by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32,6 p.573-601.
- SHAW D.M., 1970.- Trace element fractionation during anatexis.*Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 2, p.237-243.
- SHIMIZU M., 1974.- On experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures.*Geochim. Cosmochim Acta*, 38, 12, p.1789-1796.
- SPOONER Ch.M., FAIRBAIRN H.W., 1970.- Relation of radiometric age of granitic rocks near Calais, Maine, to the time of Acadian Orogeny.*Geol.Soc. Am. Bull.*81, 12, p.3663-3670.
- STREKEISEN A.L., 1968.- Account of classification and nomenclature of igneous rocks. *Proposition à l'IUGS pour le colloque d'Août 1968 à Prague* - 67 p.
- TAYLOR S.R., EMELEUS C.H., EXLEY C.S., 1956.- Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. *Geochim.Cosmochim. Acta.* 10,4, p.224-229.

- TAYLOR S.R., 1965.- The application of trace element data to problems in petrology. *in Physics and chemistry of the earth* (Ahrens et al.ed.) Oxford Pergamon Press, vol.6 p.133-214.
- THEODORE J.G., 1970.- Pétrogenesis of mylonites of high metamorphic grade in the peninsular ranges of southern California. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 81,2, p.435-450.
- THORNTON C.P. and TUTTLE O.F., 1960.- Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. *Am.Journ.Sci.*, 258, p.664-684.
- TUREKIAN K.K., WEDEPOHL W.H., 1961.- Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 72, p.175-192.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J., 1960.- Igneous and metamorphic petrology. *Mc Graw-Hill Book Company*, 694 p.
- TUTTLE O.F., BOWEN N.L., 1958.- Origin of granites in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈ - KAl Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O. *Geol.Soc. Am.Mem.* 74, 153 p.
- VAN EYSINGA F.W.B., 1975.- Geological time table. *Elsevier Comp. Amsterdam*.
- VEIZER J., COMPSTON W., 1974.- ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 38, 9 p.1461-1484.
- VIALETTE Y., 1973.- Age des granites du Massif Central. *Bull.Soc.Géol.France*, 7ème série, XV, 3-4, p.260-270.
- VIALETTE Y. et ROQUES M.(1971).- Age des gneiss à cordiérite d'Aubusson (Creuse) dans le Massif Central. *C R Som.Soc.Geol.France*, fasc.2, p.258.
- VIDAL Ph., 1972.- L'axe granitique de Moelan Lanvaux (sud du Massif Armoricaïn) : Mise en évidence, par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. *Bull.Soc.Géol.Minér. Bretagne*; série C Tome IV, fasc.2 pp.75-89.
- VIDAL Ph., 1973.- Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif Armoricaïn. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, 7, XV, n°3-4, p.239-245.
- VITRAC A., ALLEGRE C.J., 1971.- Datation ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). *C.R.Acad.Sc. Paris*, 273, série D, n°25, p.2411, 2413.
- VITRAC-MICHARD A., 1975.- Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées Orientales. *Thèse, Universités Paris 6 et 7*; 142 p. + Annexes, 1 carte hors texte.
- VOLLMER R., 1976.- Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks, the alkaline rocks from Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, p.283-295.
- WAGER L.R., VINCENT E.A., BROWN G.M., BELL J.D., 1965.- Marscoite and related rocks of the Western Red Hills Complex, Isle of skye. *Phil., Trans. Roy.Soc.Lond.*, série A, 257, p.273-307.
- WASSERBURG G.J., ALBEE A.L., LANPHERE M.A., 1964.- Migration of radiogenic strontium during metamorphism. *J. Geophys. Res.* 69,20 p.4395-4401.
- WASSERBURG G.J., STEIGER R.H., 1967.- Systematics in the Pb-U-Th systems and multiphase assemblages. *In Radioactive dating and methods of low level counting*. p.331-347.

- WEISBROD A., 1970.- Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. *Thèse, Fac.Sci.Univ. Nancy*, 4 t.
- WETHERILL G.W., DAVIS G.L., LEE-HU C., 1968.- Rb-Sr measurements on whole rock and separated minerals from the Baltimore gneiss, Maryland. *Geol.Soc.Am. Bull.* 79, 6, p.757 - 762.
- WINKLER H.G.F., 1958.- Experimentelle gesteinsmetamorphose.
I : Hydrothermale metamorphose karbonatfreier Tone. *Geochim. Cosmochim. Acta* 13, p.42-69.
- WINKLER H.G.F., 1960.- La genèse du granite et des migmatites par anatexis expérimentale. *Rev.Geogr.Phys.Geol.Dyn.Paris*, 2ème série 3, p.67-70
- WINKLER H.G.F., 1965.- Die genese der metamorphen gesteine. *Springer, ed.Berlin*, 218 p.
- WINKLER H.G.F., von PLATEN H., 1958.- Experimentelle gesteinsmetamorphose.
II : Bildung schmelzein bei der metamorphose von Na - Cl, führenden kalkfreien tonen. *Geochim. Cosmochim Acta* 15 p.91-112.
- WINKLER H.G.F., von PLATEN H. , 1960.- Experimentelle gesteinsmetamorphose.
III : Anatektische ultrametamorphose kalkhaltiger rone. *Geochim. Cosmochim Acta* 63, p.294-316.
- WINKLER H.G.F., von PLATEN H., 1961.- Experimentelle gesteinsmetamorphose.
IV : Bildung anatektischer schmelzen aus metamorphisierten grauwaren. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24, p.48-69.
- WINKLER H.G.F., von PLATEN H., 1961.- Experimentelle gesteinsmetamorphose.
V : Experimentelle anatektischer schmelzen und ihre petrogenetische bedeutung. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24, p.250-259.
- WYART J., SABATIER G., 1957.- Sur la fusion des roches éruptives et en particulier du granite. *Bull.Soc.Fr. Mineral.Cristall.* 80, p.399-401.
- WYART J., SABATIER G., 1959.- Transformation des sédiments pélitiques à 800°C sous une pression d'eau de 1 800 bars et granitisation. *Bull.Soc.Fr. Mineral.Cristallo.* 82, p.201-210.
- YORK, D., 1966.- Least squares fitting of a straight line. *Can.J^{al} Phys*, 44, p.1079-1086.
- ZALASKHOVA N.Y., SITNIN A.A., 1967.- Features of the distribution of rare elements in tantalum bearing apogranites and biotite granites. *Geoch.Int.*, 4, p.1013-1025.
- ZARTMAN R.E., 1965.- Rubidium strontium age of some metamorphic rocks from the Llano Uplift - Texas. *J.Petrology* 6, 1, pp.28-36.
- ZARTMAN R.E., SNYDER G., STERN T.W., MARVIN R.V., BUCKHAM R.C., 1965.- Implication of radiometric ages in eastern Connecticut and Massachusetts.U.S. *Geol.Surv.Prof.paper* 525 D, p D₁- D₁₀.

(**) Pour la bibliographie relative au Limousin antérieure à 1958, se reporter à M.CHENEVOY 1958.

LISTE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
<u>Fig.1</u> "Schéma des régions orogéniques du Massif Central". (J.Jung, 1954)	10
<u>Fig.2</u> " Carte stratigraphique schématique du Massif Central" (P.Collomb, 1969)	10
<u>Fig.3</u> " Esquisse structurale du Massif Central" (A.Wessbrod, 1970).....	12
<u>Fig.4</u> " Structure du socle antestéphanien" (M.Roques, 1971)	12
<u>Fig.5</u> " Les grands ensembles cristallophylliens du Massif Central" (M.Chenevoy, J.Ravier, 1971)	14
<u>Fig.6</u> Les principales formations de l'Ouest du Massif Central (M.Chenevoy, 1974)	16
<u>Fig.7</u> Carte géologique du Nord-Ouest du Massif Central (A.Autran, 1974)	18
<u>Fig.8</u> Diagramme isochrone	26
<u>Fig.9</u> Droite de mélange	28
<u>Fig.10</u> Droite de mélange	28
<u>Fig.11</u> Diagramme 87Sr/86Sr, Sr	29
<u>Fig.12</u> Diagramme 87Sr/86Sr, 1/86Sr	30
<u>Fig.13</u> Mélange suivi de l'homogénéisation isotopique	31
<u>Fig.14</u> Diagramme Q, f(A) (de la Roche et al, 1974).....	45
<u>Fig.15</u> Diagramme Al/3-K, Al/3-Na(de la Roche et al,1974)....	46
<u>Fig.16</u> Diagramme Rb/Sr, Index de différenciation	48
<u>Fig.17</u> Isochrone de roches totales des orthogneiss oeillés à 2 micas du Thaurion	50
<u>Fig.18</u> Isochrone de roches totales des orthogneiss isogranu- laires à 2 micas du Thaurion	51
<u>Fig.19</u> Isochrone de roches totales des gneiss fins (leptynites) du Thaurion	52
<u>Fig.20</u> Diagramme de mélange 87Sr/86Sr, 1/86Sr des gneiss quartzo- feldspathiques du Thaurion	54
<u>Fig.21</u> Isochrone de roches totales des diatexites du Thaurion	56

<u>Fig.22</u>	Isochrone de roches totales des "migmatites" de Lanneau ...	58
<u>Fig.23</u>	Isochrones de roches totales des leptynites du Massif de Châteauneuf	60
<u>Fig.24</u>	Diagramme Q, f(A) - Comparaison entre les leptynites de Meuzac et les orthogneiss du Thaurion	61
<u>Fig.25</u>	Diagramme Al/3-K, Al/3-Na pour les mêmes roches	62
<u>Fig.26</u>	Isochrone de roches totales des leptynites de l'Arc de Meuzac	64
<u>Fig.27</u>	Diagramme isochrone - Métagranite de l'Arc de Châteauneuf..	65
<u>Fig.28</u>	Diagramme de mélange : Leptynites du Massif de Châteauneuf	67
<u>Fig.29</u>	Diagramme de mélange : Leptynites de Meuzac	68
<u>Fig.30</u>	Diagramme Al/3-K, Al/3-Na pour les roches paradérivées (<i>de la Roche et al</i> , 1974).....	71
<u>Fig.31</u>	Diagramme isochrone - Micaschistes à 2 mica et sillimanite - (roches totales)	74
<u>Fig.32</u>	Diagramme isochrone - Gneiss à 2 micas et sillimanite (roches totales)	75
<u>Fig.33</u>	Diagramme isochrone - Gneiss à biotite sillimanite, FK (roches totales)	77
<u>Fig.34</u>	Diagramme isochrone - Gneiss à biotite, sillimanite, FK, et cordiérite	78
<u>Fig.35</u>	L'homogénéisation isotopique du strontium dans les sédiments et les roches sédimentaires (<i>J.E. Daseh</i> , 1969).....	81
<u>Fig.36</u>	Diagramme d'évolution isotopique 87Sr/86Sr, f (T) pour les gneiss à cordiérite	85
<u>Fig.37</u>	Compositions minéralogiques moyennes des granites du Massif Central (Didier et Lameyre, 1969)	95
<u>Fig.38</u>	Compositions chimiques moyennes des granites du Massif Central (<i>Didier, et Lameyre</i> , 1969).....	96
<u>Fig.39</u>	Carte schématique des granitoïdes du Haut Limousin	97
<u>Fig.40</u>	La chaîne granitique de Haute Vienne (<i>G.Ranchin</i> , 1971).....	100
<u>Fig.41</u>	Diagramme isochrone - Granite de la Brême (roches totales).	103
<u>Fig.42</u>	Diagramme isochrone - Granite de la Brême (minéraux)	104
<u>Fig.43</u>	Isochrone de roches totales : Granite de S ^t Sylvestre	106
<u>Fig.44</u>	Isochrone de minéraux - Granite de S ^t Sylvestre	107
<u>Fig.45</u>	Isochrone de roches totales - Granite de Chateauponsac	109
<u>Fig.46</u>	Diagramme de mélange 87Sr/86Sr, 1/86Sr - Granites de la chaîne de la Haute Vienne	111
<u>Fig.47</u>	Diagramme Rb/Sr, Index de différenciation - Granite de Châteauponsac	112

<u>Fig.48</u>	Carte Géologique des massifs granitiques en Haut Limousin Occidental (<i>J.P.Dutreuil, 1971</i>).....	116
<u>Fig.49</u>	Isochrone de roches totales - Granite de StMathieu	118
<u>Fig.50</u>	Isochrone de minéraux - Granite de StMathieu	119
<u>Fig.51</u>	Diagramme isochrone roches totales : Granite de Roussines, Granites à petites muscovites et silicates d'Al	121
<u>Fig.52</u>	Isochrone de roches totales : Granite de Piegut Pluviers .	123
<u>Fig.53</u>	Diagramme de mélange $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ $1/86\text{Sr}$. Granites du Haut Limousin occidental	124
<u>Fig.54</u>	Isochrone de roches totales : Granite d'Esse - Hiesse - Confolens	128
<u>Fig.55</u>	Isochrone de minéraux : Granite de Chirac	130
<u>Fig.56</u>	Isochrone de roches totales - Granite de Vaulry-Cieux- StJunien	132
<u>Fig.57</u>	Isochrone de minéraux - Granite de Vaulry-Cieux - StJunien	133
<u>Fig.58</u>	Répartition schématique des faciès extérieurs à la struc- ture annulaire - granite de Blond (<i>J.Barbier, 1967</i>).....	135
<u>Fig.59</u>	Répartition schématique des faciès de la structure annulaire centrale granite de Blond (<i>J.Barbier, 1967</i>)	135
<u>Fig.60</u>	Isochrone de roches totales - Granite de Blond	136
<u>Fig.61</u>	Isochrone de roches totales - Granite de Cognac	138
<u>Fig.62</u>	Isochrone de minéraux - Granite de Cognac	139
<u>Fig.63</u>	Zonalité granitique dans le massif d'Aureil (<i>G.Ranchin, 1971</i>)	142
<u>Fig.64</u>	Isochrone de roches totales - Granite d'Aureil	143
<u>Fig.65</u>	Isochrone de minéraux - Granite d'Oradour StGenest	145
<u>Fig.66</u>	Relation entre l'âge des minéraux des diorites quartziques et la distance du granite intrusif le plus proche	149
<u>Fig.67</u>	Résultats géochronologiques obtenus sur les granitoïdes du Haut Limousin	152
<u>Fig.68</u>	Droite d'évolution isotopique du manteau et d'un segment de croûte de 2500 M.A.	160
<u>Fig.69</u>	Teneurs moyennes en Rb-Sr-K et Ba des granites du Haut- Limousin	171
<u>Fig.70</u>	Compositions chimiques moyennes des différentes roches du Haut Limousin - Eléments majeurs et traces (Rb, Sr, Ba)..	172
<u>Fig.71</u>	Diagramme Rb-Sr-Ba pour les granites	174
<u>Fig.72</u>	Diagramme K - Na - Ca pour les granites	175
<u>Fig.73</u>	Diagramme K/Rb - Rb pour les granites	177
<u>Fig.74</u>	Diagramme K-Rb pour les granites	178

<u>Fig.75</u>	Diagrammes SiO_2 , K_2O et SiO_2 , Na_2O pour les granites	180
<u>Fig.76</u>	Diagrammes SiO_2 -Rb et SiO_2 - Sr pour les granites	181
<u>Fig.77</u>	Diagramme Rb-Sr pour les granites	182
<u>Fig.78</u>	Diagramme d'évolution isotopique $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, f (T) pour les orthogneiss et les granites	184
<u>Fig.79</u>	Diagramme K, Rb pour les feldspaths potassiques de quelques granites	186
<u>Fig.80</u>	Modèle de fusion partielle de paragneiss et d'orthogneiss dans le diagramme Rb-Sr	192
<u>Fig.81</u>	Diagramme $1/\text{Rb}$, $1/\text{Sr}$ pour les leucogranites et les orthogneiss	195
<u>Fig.82</u>	Diagramme Rb/Sr, Sr pour les leucogranites et les orthogneiss	196
<u>Fig.83</u>	Diagramme de cristallisation fractionnée pour les granodiorites et les monzogranites	203
<u>Fig.84</u>	Diagramme Rb/Sr-Sr pour les granodiorites et les monzogranites	205

TABLE DES MATIÈRES

RESUME - ABSTRACT		<u>page</u>
SOMMAIRE		
AVANT PROPOS		1
 <u>INTRODUCTION GÉNÉRALE</u>		
Présentation géologique du Haut Limousin Moyens de l'étude.		
<u>CHAPITRE I</u>	PLACE DU HAUT LIMOUSIN DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS	9
<u>CHAPITRE II</u>	ESQUISSE GEOLOGIQUE DU HAUT-LIMOUSIN	15
	(A) LES GRANDES UNITES GEOLOGIQUES (Lithologie - Stratigraphie)	15
	(B) TECTONIQUE - METAMORPHISME	19
	(C) LES GRANITISATIONS	20
	(D) CONCLUSIONS - LES PRINCIPAUX PROBLEMES	21
<u>CHAPITRE III</u>	LA METHODE RUBIDIUM-STRONTIUM	23
	(A) RAPPEL DES PRINCIPES FONDAMENTAUX	23
	1 - Les âges au strontium conventionnel	24
	2 - La méthode des isochrones	25
	3 - Choix de la constante de désintégration λ du rubidium	26
	(B) LES FAUSSES ISOCHRONES	27
	1 - Cas théoriques de mélange binaire	27
	2 - Mise en évidence des mélanges binaires par diagrammes	29
	3 - Conclusions	30
	4 - Les mélanges binaires dans les processus de genèse des roches	32
	(C) SIGNIFICATION GEOLOGIQUE DES AGES RADIOMETRIQUES Rb-Sr	33
	1 - Ages conventionnels sur micas	33
	2 - Ages obtenus par isochrones	34
	3 - Conclusion.	36

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE RADIOMÉTRIQUE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

CHAPITRE I - LES ROCHES ORTHODÉRIVÉES	43
(A) LES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES DU THAURION, NON ANATECTIQUES	43
1 - Origine orthodérivée de ces roches	43
2 - Résultats de l'étude radiométrique	47
a) les gneiss ocellés à 2 micas	47
b) les gneiss isogranulaires à 2 micas	49
c) Les gneiss fins (leptynites)	49
Interprétation des résultats	53
(B) LES DIATEXITES DU THAURION	55
(C) LES AUTRES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES	57
1 - Les "migmatites" de Lanneau : Géologie ; résultats radiométriques	57
2 - Leptynites du massif de Châteauneuf	59
3 - Leptynites de l'Arc de Meuzac	59
4 - Les métagranites de l'Arc de Châteauneuf	63
5 - Interprétation des résultats	63
a) Leptynites de Châteauneuf	66
b) Leptynites de Meuzac	69
(D) CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES ORTHODÉRIVÉES	69
1 - Conclusions méthodologiques	70
2 - Conclusions géologiques	70
CHAPITRE II - LES ROCHES PARADÉRIVÉES	71
(A) MICASCHISTES ET GNEISS A 2 MICAS + SILLIMANITE RESULTATS RADIOMETRIQUES	73
1 - Les micaschistes	73
2 - Les gneiss à 2 micas	73
(B) GNEISS A BIOTITE, SILLIMANITE, FK et GNEISS à CORDIERITE	76
1 - Gneiss à biotite, sillimanite, FK	76
2 - Gneiss à biotite, sillimanite, FK et cordiérite ..	79
(C) INTERPRETATION DES RESULTATS	79
1 - Les milieux sont ni synchrones ni cogénétiques ...	80
2 - L'hétérogénéité isotopique a été conservée	81

3 - Réouverture partielle lors d'un métamorphisme hercynien	82
4 - Estimation de l'âge de la sédimentation	83
(D) CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES PARADERIVEES	86
<u>CHAPITRE III</u> - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES METAMORPHIQUES DU HAUT LIMOUSIN	89
1 - De l'existence d'un métamorphisme anté dévonien	89
2 - De l'existence d'un métamorphisme post dévonien	90
3 - Conclusions	92

DEUXIEME PARTIE

ÉTUDE RADIOMÉTRIQUE DES GRANITOÏDES RÉSULTATS - INTERPRÉTATIONS

PRESENTATION - GENERALITES	95
<u>CHAPITRE I</u> - LA CHAÎNE GRANITIQUE DE HAUTE-VIENNE : GRANITES DE LA BRAME, DE CHATEAUPONSAC ET DE StSYLVESTRE , StGOUSSAUD	99
1 - Situation - Subdivision	99
2 - Le granite de la Brême	102
3 - Le granite de StSylvestre - StGoussaud	105
4 - Le granite de Châteauponsac	108
5 - Interprétation des résultats	110
<u>CHAPITRE II</u> - LES GRANITES DU HAUT LIMOUSIN OCCIDENTAL - Granites de StMathieu s.l. et de Piegut Pluviers	115
1 - Généralités - Présentation	115
2 - Le granite de StMathieu s.s.....	117
3 - Le granite à petites muscovites et silicates d'alumine	120
4 - Les granites "gneissiques" : Roussines, Limousine - Bussière Badil	120
5 - Le granite de Piegut Pluviers	122
6 - Interprétation des résultats	122
<u>CHAPITRE III</u> - LES GRANITES DU CONFOLENTAIS ET DE LA VIENNE MOYENNE : GRANITES d'ESSE. HIESSE CONFOLENS; d'AVAILLES LIMOUSINES ET DE CHIRAC	127
1 - Présentation - Généralités	127
2 - Le granite d'Esse - Hiesse - Confolens	127
3 - Le granite de Chirac	129
<u>CHAPITRE IV</u> - LES GRANITES DU CENTRE LIMOUSIN; GRANITES DE VAULRY-CIEUX, de BLOND et de COGNAC-le-FROID	131
1 - Présentation - Généralités	131
2 - Les granites à biotite de Vulry-Cieux -StJunien	131

3 - Le leucogranite de Blond	134
4 - Le granite de Cognac-le-Froid	137
<u>CHAPITRE V</u> - LES AUTRES GRANITES INTRUSIFS DU HAUT LIMOUSIN	141
1 - Le granite d'Aureil	141
2 - Le granite d'Oradour St Genest	141
3 - Le granite d'Auriat	144
4 - Interprétation des résultats	144
<u>CHAPITRE VI</u> - LES DIORITES QUARTZIQUES	147
<u>CHAPITRE VII</u> - CONCLUSION A L'ETUDE RADIOMETRIQUE DES GRANITOÏDES DU HAUT LIMOUSIN	151

TROISIEME PARTIE

GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES

GENERALITES	157
<u>CHAPITRE I</u> TRACEURS GEOCHIMIQUES ET MAGMATISME	159
1 - Le strontium dans la croûte et le manteau	159
2 - Application à la pétrologie	161
3 - Résultats obtenus sur les granites d'après la bibliographie	161
4 - Géochimie des éléments Rb, Sr, Ba et K.....	162
<u>CHAPITRE II</u> LES MODELES MATHÉMATIQUES	163
1 - Cristallisation fractionnée	163
2 - Fusion partielle	165
3 - Mélange assimilation	167
<u>CHAPITRE III</u> - GEOCHIMIE DES GRANITOÏDES	169
(A) ARGUMENTS EN FAVEUR D'UNE SEQUENCE COMAGMATIQUE : granites à biotite - leucogranites	173
1 - Relations Rb-Sr-Ba	173
2 - Relations K - Rb	176
(B) ARGUMENTS EN FAVEUR DE L'EXISTENCE DE DEUX MAGMAS	179
1 - Relations SiO ₂ , K ₂ O et SiO ₂ , Na ₂ O	179
2 - Relations SiO ₂ - Rb et SiO ₂ - Sr	179
3 - Relations Rb-Sr	179
4 - Diagramme d'évolution isotopique (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i , f (T.)	183
5 - Fractionnement K, Rb dans les feldspaths potassiques	185
(C) CONCLUSIONS.....	185

<u>CHAPITRE IV</u> - ORIGINE DES LEUCOGRANITES DU LIMOUSIN ET MECANISMES DE LEUR FORMATION	187
(A) ORIGINE CRUSTALE DU MAGMA LEUCOGRANITIQUE	187
1 - Gisement - pétrographie -chimisme	187
2 - Arguments isotopiques	188
3 - Discussion	189
(B) MODELE DE FUSION PARTIELLE	190
1 - Modèle en utilisant les coefficients de partage	190
2 - Modèle sans utiliser les coefficients de partage	191
3 - Discussion des résultats	194
(C) CONCLUSIONS	197
 <u>CHAPITRE V</u> - ORIGINE DES GRANODIORITES ET MONZOGRANITES. MECANISME DE LEUR FORMATION	199
(A) ORIGINE HYBRIDE DU MAGMA	199
1 - Gisement - pétrographie - chimie	199
2 - Arguments chronologiques et isotopiques	200
3 - Conclusions.	200
(B) CAS DES GRANODIORITES DE L'OUEST LIMOUSIN	201
1 - Modèle de cristallisation fractionnée ...	201
2 - Modèle de mélange	202
3 - Conclusions	206
(C) CAS DES MONZOGRANITES	207
(D) CONCLUSIONS	208
 <u>CHAPITRE VI</u> - CONCLUSIONS A L'ETUDE GEOCHIMIQUE	209

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

(A) APPORT DE LA GEOCHRONOLOGIE A LA CONNAISSANCE GEOLOGIQUE DU HAUT LIMOUSIN	211
1 - Rappel des résultats	211
2 - Histoire géologique du Haut Limousin	212
(B) ORIGINE ET MECANISME DE FORMATION DES MAGMAS GRANITIQUES	213
1 - Leucogranites	214
2 - Granodiorites et monzogranites	214

ANNEXES

ANNEXE 1 -	Localisation et résultats analytiques des échantillons étudiés par la méthode Rb-Sr	217
ANNEXE 2 -	Résultats du dosage de Rb, Sr, Ba et K dans les roches totales des granites	241
ANNEXE 3 -	Analyses chimiques - Eléments majeurs	261
ANNEXE 4 -	Technique utilisée pour la détermination des âges par la méthode au strontium	265

BIBLIOGRAPHIE	271
---------------------	-----

LISTE DES FIGURES	285
-------------------------	-----

